



СТРАТИГРАФИЯ  
И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ  
ГЕОЛОГИЯ  
ДОКЕМБРИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
Национальный комитет геологов  
Советского Союза

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС,  
XXV сессия

*Доклады советских геологов*

# СТРАТИГРАФИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

1870 / ГЕОЛОГИЯ  
ДОКЕМБРИЯ



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

Report of Soviet Geologists

## STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY.

### THE GEOLOGY OF PRECAMBRIAN

---

Редакционная коллегия:

"СТРАТИГРАФИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ"

В.В. Меннер, П.П. Тимофеев (главные редакторы),  
М.А. Ахметьев, В.И. Копорулин, В.А. Крашенинников

"ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ"

К.О. Кратц (главный редактор), В.А. Глебовицкий, Б.М. Келлер,  
А.Н. Неелов, М.Г. Равич, Л.И. Салоп, Н.П. Семенов

Editorial Board:

"STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY"

V.V. Manner, P.P. Timofeev (editor-in-chief),  
M.A. Akhmetiev, V.I. Koporulin, V.A. Krasheninnikov

"THE GEOLOGY OF PRECAMBRIAN"

K.O. Kratz (editor-in-chief), V.A. Glebovitsky, B.M. Keller,  
A.N. Nejelov, M.G. Ravitch, L.I. Salop, N.P. Semenenko

---

СТРАТИГРАФИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ, ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Утверждено к печати Национальным комитетом геологов Советского Союза

Редактор М.А. Пергамент. Редактор издательства В.Х. Марусич  
Художественный редактор А.Н. Жданов. Технический редактор Н.А. Посканина

Подписано к печати 21/VI-76г Т-12076 Усл.печл. 20 + 0,2 вкл. Уч.-издл. 23,9  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 1243 Цена 2р.62к.

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

---

# СТРАТИГРАФИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Доклады советских геологов, представленные на XXV сессию Международного геологического конгресса (Австралия, август 1976 г.) по проблеме № 6 ("Стратиграфия и седиментология"), по тематике сгруппированы в два раздела.

По разделу "Стратиграфия" ряд докладов носит общетеоретический характер (геологическая и биологическая эволюция на рубеже протерозоя и фанерозоя, тектогенез и эволюция климата Тихоокеанского пояса в меловом периоде, стратиграфическая классификация). Значение отдельных групп ископаемых организмов в разработке зональных и ярусных шкал рассмотрено на примерах пермских фузулиид Тетиса, юрских аммонитов Бореальной области и верхнемеловых иноцерамов северного полушария. Некоторые доклады посвящены конкретным вопросам, разработанным на материале отдельных регионов (верхняя граница нижнего карбона в Донбассе, волжские фораминиферы на Мадагаскаре).

Доклады по разделу "Седиментология" включают проблемы осадкообразования в условиях морского мелководья (кластические и карбонатные осадки) и в континентальных аридных условиях, а также литогенеза морских и континентальных осадков.

Ряд докладов этого раздела касается крупных теоретических проблем формирования осадков в современных и древних океанах и морях, включая седиментогенез и различные стадии литогенеза: диагенез, катагенез, влияние вулканизма на процессы седиментации, накопление кремнистых осадков и их эволюция в истории Земли.

Механизм формирования прибрежноморских терригенных и карбонатных осадков рассмотрен на примере некоторых конкретных регионов (Сибирь) или включает данные о накоплении осадков этого типа в пределах всего земного шара.

В сборнике находят освещение проблемы генезиса красноцветных образований.

В. В. МЕННЕР

### СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

(к 20-летию работы Международной подкомиссии по стратиграфической классификации)

Вопросы стратиграфической классификации начиная с 50-х годов привлекают внимание очень широкого круга геологов. Международные работы по геологической карте мира, картам полезных ископаемых, тектоническим картам континентов и быстрое развитие работ по геологии и полезным ископаемым океанического дна, осуществляемое различными странами, настоятельно требуют унификации стратиграфических представлений, без которой нет и не может быть взаимопонимания между геологами. В то же время не в природе человека отказываться от того, к чему он привык. Именно поэтому унификация стратиграфических подразделений, используемых при геологических работах в разных странах, наталкивается на исключительные трудности. Ярким примером этого является попытка создания Международного кодекса стратиграфической классификации.

С этой целью на Алжирской сессии Международного Геологического конгресса в 1952 г. под председательством профессора Х. Хедберга была создана специальная подкомиссия по стратиграфической классификации и терминологии. За прошедшее время ею проведена громадная работа. Подкомиссия выявила расхождения во взглядах, которые существуют среди геологов разных стран на стратиграфию и стратиграфические подразделения, и обобщила мнения "большинства". Однако несмотря на 20 лет интенсивной работы, она не только не смогла выполнить поставленную перед ней задачу, но, по мнению Х.Хедберга, составление Международного стратиграфического кодекса оказалось вообще невозможным. И сейчас, заканчивая работу, подкомиссия составила "Руководство" - "Гид" по стратиграфической классификации и номенклатуре, основывающееся в значительной степени на американских взглядах на природу стратиграфических подразделений. Отсутствие в "Руководстве" данных о различиях взглядов геологов разных стран на стратиграфию и стратиграфические подразделения и разработка его, исходя только из официальной американской точки зрения (правда, получившей большинство голосов тщательно подобранных членов подкомиссии), обесценило проведенную подкомиссией работу. Понятно, что подоб-

ное "Руководство" не могло получить одобрения основной массы геологов мира и даже публикация его в Трудах Конгресса без указаний о существовании других точек зрения вызывает серьезные сомнения. Подобная практика, проводимая вопреки решениям, принявшимся на открытых заседаниях подкомиссии на всех без исключения сессиях Конгресса начиная с XXI сессии в Копенгагене, едва ли может способствовать взаимопониманию и координации исследований, проводимых в разных странах. Поэтому, поздравляя подкомиссию с завершением ее многолетней и исключительно важной работы, можно только пожелать, чтобы "Руководство" не создало среди геологов ложного представления о его апробированности и приемлемости для большинства геологических служб мира.

В то же время работы подкомиссии настолько прояснили существующие разногласия между геологами разных стран и выявили, какие из позиций принимаются всеми, а какие только некоторыми, что составление действительно международного кодекса, учитывающего специфику различных мнений, вопреки мнению Президента подкомиссии, стало совершенно реальным. Это хорошо видно из таблицы, в которую удалось включить большинство категорий стратон и геохронологических подразделений, используемых в разных странах в геологической практике, и одновременно отразить в ней и различные точки зрения на природу и характер таких подразделений.

Громадное большинство европейских геологов под стратиграфией (Шиндewolf, 1974) понимают учение о временной последовательности геологических образований, на основе которой мы судим об истории развития поверхности нашей планеты и населявшего ее органического мира. В связи с этим под стратиграфическими подразделениями европейскими геологами понимаются толщи горных пород, отличающиеся от выше- и нижележащих толщ прежде всего временем своего образования. Об этом времени обычно судят по порядку напластования и по встречающимся в толщах органическим остаткам, а реже и по условиям, в которых происходило их накопление (магнитное поле Земли и т.д.). Понятно, что временные границы таких стратиграфических подразделений могут быть только изохронными, конечно, в пределах точности используемых методов датирования.

Американская практика исходит из других положений. Под стратиграфией американские геологи понимают учение об осадочных образованиях вообще (включая в стратиграфию фациальный анализ и литологию), а под стратиграфическим подразделением — любое картируемое геологическое тело, толщи которого объединяются или по единству их происхождения (литостратиграфия), или по единству встречаемых в них палеонтологических остатков (биостратиграфия), или по единству времени их образования (хроностратиграфия) и т.д. Все литофациальные и палеонтологические стратон по этому большинством американских авторов считаются стратиграфическим.

В связи со сказанным подразделения, используемые при деталь-ных геологических работах в разных странах, несколько отличаются друг от друга. Это хорошо видно хотя бы из сравнения таблиц стра-тиграфических подразделений, иллюстрирующих уже изданные во мно-гих странах стратиграфические кодексы, или статей о принципах, лежащих в основе принимаемой в той или иной стране стратигра-фической классификации.

Однако принцип составления мелко- и среднемасштабных геоло-гических карт, на которых одним цветом обозначаются разновозраст-ные, а различными цветами разновозрастные образования, во всех странах един. Это не оставляет сомнений в возможности состав-ления действительно Международного кодекса стратиграфической классификации и терминологии, если в него включать только под-разделения, которые используются во всех странах мира при сос-тавлении геологических карт.

Из легенд мелкомасштабных геологических карт хорошо извест-но, что в их основе всегда лежат возрастные соотношения отдель-ных подразделений. Отсюда понятно, почему во всех кодексах, согласно решениям II и VIII сессий МГК, всегда выделяются по существу однозначные стратиграфические (или хроностратиграфичес-кие) единицы с изохронными границами и их временные эквивален-ты - геохронологические единицы. Эти категории в рамках фане-розоя сомнений не вызывают и принимаются всеми или, точнее, почти всеми. Спор обычно идет только о примате геохронологий или стратиграфии (хроностратиграфии). Однако если учесть, что пока можно говорить лишь об относительной геохронологии, опре-деляемой по последовательности событий истории Земли и ее орга-нического мира, запечатленных в напластованиях осадочных толщ, примат последних несомненен.

Вторым очень существенным моментом, рельефно выявившимся в последних десятилетиях XIX и особенно в XX веке, является невозможность ограничения практики геологосъемочных работ толь-ко единицами общей стратиграфической шкалы. Уже в середине прошлого столетия своеобразие отложений отдельных регионов и находимых в них органических остатков не раз приводили к выде-лению многочисленных местных или региональных подразделений, многие из которых после установления их разновозрастности с ранее выделенными или лучше обоснованными единицами сводились в си-нонимичку последних и забывались, или, наоборот, при прослеживании таких подразделений на больших пространствах, а иногда и разных континентах дополняли основную шкалу и входили в нее новыми единицами. Свообразие отдельных региональных разрезов часто бывало столь большим, что в 1900 г. большинство участников VIII Парижской сессии МГК, допуская планетарность систем и от-делов, не могли отказаться от мысли, что ярусы и зональные катего-рии, которые выделялись в то время исключительно на основе палеон-тологических данных, имеют региональное (провинциальное) зна-чение.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ, ИСПОЛЗУЕМЫЕ ПРИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАБОТАХ  
 STRATIGRAPHIC SUBDIVISIONS

			Стратометрические Stratometric Стратиграфические (в американском смысле) Stratigraphic s. lato (in amer. sens)				Хронометрические Chronometric		
Простратиграфические (в см. Шиндевольфа) границы диахронные Prostratigraphic (s. Schindewolf) (boundary diachroneous)			Стратиграфические (s. str.) Хроностратиграфические (в американском смысле) границы изохронные Stratigraphic s. str. Chronostratigraphic (in amer. sens) (boundary isochroneous)						
Литонологические Lithostratigraphic			Палеонто- логические Palaeontologic Биострати- графические в амер. смысле Biostr. (in amer. sens)	Вспомогательные Auxilliar		Основные General		Геохроно- логические Geochronolo- gic	Изотопные Radiometric isotopic
Фациаль- ные лито- стратигр. в амер. смысле Lithofacial. Lithostrat. (in amer. sens)	Ритми- ческие Rhythmic	Прочие Other		Палеомаг- нитные Palaeo- magnetic	Биостра- тиграфи- ческие Biostra- tigraphic	Региональ- ные Regional	Стандарт- ные Standart		

Серия (Groupe)	Мегациклотема	Зона Zone				System	Эонотема (Eonotema) Эратема (Erathema) Система (Systema)	Эон (Eon) Эра (Era) Период (Periode)	$10^9$
Свита (Formation)	Циклотема (Cyclotheme)		Тейльзона (Theilzone)	Палеомаг- нитная зона (Palaeomag- netic zone)	Генозона (Genozone)	Series	Отдел (Series) Ярус (Stand. Stage)	Эпоха (Epoche) Век (Age)	$10^6$
Пачка (Member)	Ритм		Эпибола (Epihole) Экозона (Ecozone)	Ивент (Event)	Биозона (Biozone)	Горизонт (Региио- ярус)(Stage) Зона(Zone, subzone)	Зона (Stand. zone, chronozone)	Хрон (Chron)	
Пласт (Bed)	Элемент ритма				Подзона (Subzone)	Стратиграфические подразделения четвертич- ного времени еще не унифицированы (Stratigraphic Units of Quarterian ages not yet unificated)			$10^3$

При разборе используемых в геологии конкретных подразделений наглядно видно, какое широкое применение в повседневной практике находят эти региональные категории.

Каждое геологическое исследование – будь то картирование, разведочные или поисковые работы – всегда начинается с элементарного расчленения разреза на основе использования литологических, палеонтологических, а иногда и геофизических данных. При этом, как правило, выясняются элементарные соотношения пород по разрезу типа "выше – ниже", выявляется специфика встречаемых в них органических остатков и обособляются реально наблюдаемые в разрезах толщи более или менее однотипных пород, которые и картируются. В итоге все отложения, слагающие тот или иной район, оказываются подразделенными на естественные геологические тела, которые в совокупности отражают историю смен палеоэкосистемных условий, происходившую в данном районе. В качестве таких подразделений обычно выделяются: серия, свита, пачка и пласт советских авторов, которые соответствуют группе, формации, пачке и пласту американских авторов. Именно эти подразделения обычно кладутся в легенды крупномасштабных "геологических" карт. Когда в разрезах наблюдается правильная повторяемость толщ, часто картируются отдельные циклы седиментации и в этих случаях выделяются: циклотемы (циклы), мезоциклы и мегациклы, как, например, в угленосных паралических бассейнах или соленосных толщах, а иногда обособляются и более мелкие ритмы и элементы ритмов, длительность накопления которых, например в ленточных глинах, не превосходит даже одного сезона годового цикла.

Все эти реально картируемые или вычленяемые в разрезах тела, позволяющие прекрасно расчленять толщи, слагающие тот или другой район, при прослеживании их в пространстве часто резко и быстро изменяются, так же как изменялись условия, определявшие их накопление, почему границы таких подразделений во многих случаях оказываются диахронными.

Сходный характер имеют и подразделения, выделяемые в скважинах по геофизическим данным, каротажу или по минералогическому составу (например, минералам тяжелой фракции). Их обычно выделяют на профилях, а иногда и картируют, называя зонами "высоких" и "низких" сопротивлений или зонами определенного состава тяжелой фракции и т.д.

Не представляют исключения в этом отношении и отдельные пачки, выделяемые по заключенным в них палеонтологическим остаткам: устричные или пентамеровые банки, рифовые тела или даже просто слои, содержащие каких-то специфических ископаемых, которые выделяются под названием экозон, эпибол или гейльзон. Они находятся в полной зависимости от фаций, которые контролировали их образование; и также, как правило, ограничиваются диахронными границами. Все эти подразделения, широко используемые в геологической практике, особенно при составлении крупномасштабных карт, в силу диахронности своих границ не дают прямых

указаний на относительный геологический возраст и многими считаются простратиграфическими (Шиндевольф, 1974). Из-за отмеченной специфики они хуже, чем собственно стратиграфические подразделения, выявляют особенности тектонического строения регионов.

Однако на их основе, учитывая неизменно наблюдаемую в ряде районов последовательность отложений и заключенных в них органических остатков, выявляется общность как истории развития организмов, так и хода геологической истории отдельных районов и на основе всей совокупности имеющихся данных устанавливаются общую временную последовательность отложений на обширных площадях. По этой временной последовательности, которой отвечают отложения самых различных фациальных комплексов, геологи выделяют: эратемы, системы, отделы или серии, ярусы и зоны. При этом одна из таких региональных шкал – европейская, с которой фактически начиналось изучение геологической истории Земли, принимается за эталон – стандарт, а в других регионах, где устанавливаются синхронные с ее подразделениями категории, последние получают те же названия. В случаях невозможности точной синхронизации с единой шкалой выделяемых в том или другом регионе отложений вычлняются региональные зоны, ярусы, серии и даже системы (ЮАР), иногда носящие названия регионарусов или горизонтов, лон или региональных зон. Эти подразделения, так же как и стандартные, выделяются на основе всех имеющихся данных. В отличие от простратиграфических подразделений, эти единицы характеризуются изохронностью своих границ, в пределах точности используемых для их выделения методов, и являются стратиграфическими в узком смысле этого слова или хроностратиграфическими в понятии американских геологов. Именно они кладутся в основу легенд мелко- и среднемасштабных геологических карт и, в отличие от простратиграфических единиц, однозначно понимаются геологами самых различных стран.

Кроме них в геологической практике используются еще две группы категорий, которые характеризуются также изохронными границами. Они обычно как бы дополняют стандартные и региональные стратиграфические подразделения, являясь вспомогательными при геологических исследованиях. К ним в первую очередь должны быть отнесены зоны, выделяемые по остаткам иных групп организмов, чем те, на основе которых выделяются стандартные зоны. Так, например, при расчленении ордовика стандартными являются зоны, выделяемые по граптолитам, а вспомогательными – зоны, выделяемые по остаткам трилобитов, хитинозоа или брахиопод. Основная зональная шкала карбона обосновывается остатками гониатитов, а в качестве вспомогательных здесь могут рассматриваться зоны фузулинид или брахиопод. В верхнем мелу, в котором стандартные зоны выделены по остаткам аммонитов, широко употребляются вспомогательные зоны, выделяемые по остаткам планктонных фораминифер, морских ежей, белемнитов, глоботрункан, иноцерамов, рудис-тов и т.д.

Значение таких зональных комплексов мало отличается от стандартных, но основанные на остатках более второстепенных групп, они могут рассматриваться только как вспомогательные единицы. На практике значение таких категорий исключительно велико, особенно в районах, где редки находки типичных групп и если удается доказать, что границы подразделений, выделяемых по второстепенным группам, совпадают с границами стандартных зон или ярусных подразделений.

Вторую группу вспомогательных подразделений представляют единицы, выделяемые по особенностям остаточной намагниченности пород. Они позволяют судить о характере магнитного поля Земли в момент накопления осадков. Среди таких единиц выделяются следующие категории магнитных зон: суперзоны, зоны, субзоны и инверты, под которыми понимаются краткие моменты существования магнитного поля иного знака, обычно не превышающие 10 - 100 тысяч лет. Эти подразделения позволяют для некоторых интервалов стратиграфической шкалы почти на три порядка повысить точность проводимых корреляций, но, к сожалению, могут пока использоваться только на некоторых интервалах, так как еще не найдено способа точной диагностики инверсий (какую именно из них мы наблюдаем в том или ином разрезе).

Приведенными категориями по существу исчерпываются единицы, используемые в практике геологических работ, так как различные типы зон, которых, по О. Шиндewolfу, предлагалось более 90, легко сводятся либо к зонам, либо биозонам или экозонам, являясь лишь их частными разновидностями, а маркирующие горизонты, слои с определенными ископаемыми и т.д. и т.д., как и ископаемые почвы, являются всего лишь частными разновидностями пластов. Поэтому, когда рассматривается вопрос о выделении категорий, используемых во всех странах мира, от подобных частных особенностей можно отвлечься.

Более важен вопрос о границах подразделений, о стратотипах и о порядке применения в стратиграфии правила приоритета. Нерешенность этих моментов не исключает возможности создания Международного стратиграфического кодекса, но, естественно, они нуждаются в дополнительном обсуждении. И совершенно понятно, что и их решение в международном плане не может основываться на втискивании их в прокрустово ложе мнения "большинства".

Гораздо проще обстоит вопрос с хронологическими категориями, используемыми при геологических исследованиях. Среди них обычно различаются три группы подразделений. Первую группу представляют геохронологические категории, соответствующие длительности накопления той или иной единицы стандартной стратиграфической шкалы. Естественно, что они являются производными от соответствующих стандартных подразделений и обозначаются идентичными с ними прилагательными.

Вторую группу представляют радиометрические и изотопные даты, устанавливаемые по данным изотопного анализа и выражающиеся

в годах. Они независимы от стратиграфических подразделений и используются в геологии только для отдельных датировок.

В третью группу входит единственный термин свободного пользования – время, – употребляемый для обозначения любого отрезка геологического времени, в течение которого происходило то или иное событие, накапливались отложения того или иного подразделения или существовал определенный комплекс организмов.

Из сказанного очевидна громадная работа, проведенная подкомиссией, и как близко мы подошли к выработке не "Гида", но действительно Международного кодекса стратиграфической классификации и номенклатуры, поэтому прекращать сейчас работу над кодексом, что предлагается подкомиссией, кажется совершенно неоправданным.

## АБСТРАКТ

The papers deals with the results of the 25 years' work of the International Subcommission on Stratigraphic Classification and suggests a scheme of unification of stratigraphical units (Table ) on the basis of experience of compilation of geological maps in various countries.

## ЛИТЕРАТУРА

- Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.Н. 1969. Обзор зарубежных стратиграфических кодексов. – Труды МСК, вып. 1. М., "Наука".
- Жамойда А.И., Меннер В.В. 1974. Две основные тенденции в разработке стратиграфической классификации. – В сб. "Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессия МГУ". М., "Наука".
- Меннер В.В. 1966. Деятельность комиссии по стратиграфии МГК. – В сб. "Проблемы геологии на XXII сессии МГК". М., "Наука".
- Проект стратиграфического кодекса СССР. 1970. Л., Изд. ВСЕГЕИ, МСК.
- Проект стратиграфического кодекса СССР (второй вариант). 1974. Л., Изд. ВСЕГЕИ, МСК.
- Стратиграфическая классификация и терминология МСК. 1956. М., Госгеолтехиздат.
- Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура МСК. 1965. М., "Недра".
- Шиндewolf О. 1974. Стратиграфия и стратотип. Пер. с англ. М., "Мир".
- Congrès Géologique International. 1882. – Compt. rend. 2 Session Resolutions votées par le Bologne 1881.
- Congrès Géologique International. 1901. – Compt. rend. VIII Sess. en France. Paris.
- Laffitte R., Harland W.B., Erben H.K. a. oth. 1972. Some international agreement the essentials of stratigraphy. – Akad. Wiss. und Liter. Abh. Math.-Naturwiss., Jahrg., N 1. Marine Wiesbula.
- International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Usage IUGS'ISSC, 1970–1972.
- Introduction and Summary Report 7. 1972. – Universites forlaget Oslo.
- Preliminary Report of Lithostratigraphic Units. IGO ISSC, Report 3, 1970. Montreal.
- Preliminary Report on Biostratigraphic Units. IGC, ISSC, Report 5, 1971. Montreal.
- Preliminary report on chronostratigraphic Units. IGC, ISSC.. Report 6, 1971, Montreal.
- Preliminary Report on Stratotypes. Units IGC, ISSC, Report 4, 1970, Montreal.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И БИОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ НА РУБЕЖЕ ПРОТЕРОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ

Резкая вспышка органической жизни на рубеже докембрия и кембрия — одна из крупнейших загадок естествознания. Впервые эта задача была поставлена уже в 20-е годы в трудах основоположников эволюционной геохимии В.И. Вернадского и эволюционной биохимии А.И. Опарина как одна из сторон общей проблемы происхождения и развития органического вещества в биосфере. По сей день эта проблема интересует специалистов самых различных направлений. Труды многочисленных конгрессов, симпозиумов, конференций и совещаний и отдельные публикации по происхождению и развитию жизни на Земле дали такой большой объем нового материала, что требуется специальное критическое осмысливание достигнутых успехов.

Среди работ, особо важных для решения поставленной задачи, в первую очередь должны быть названы труды Дж. Бернала (1969), М. Руттена (1973), П. Клауда (Cloud, 1968a,b, 1972, 1973, 1974), А.П. Виноградова (1973), Б.С. Соколова (1964, 1974a-в), Л.А. Зенкевича (1971), Л.Ш. Давиташвили (1969), Б.М. Келлера и других (1974), А.Л. Яншина (1974), сборник "Космос и эволюция организмов" (1974).

Биосфера как научное понятие была определена впервые В.И. Вернадским в 1962 г. (1965); тогда же Вернадский показал четкую зависимость развития жизни от эволюции геологических процессов и дал специальное обоснование планетарной роли живого вещества в эволюции [специальный закон Вернадского: "миграция химических элементов в биосфере осуществляется при непосредственном участии живого вещества" (Перельман, 1973)].

Существуют три группы связей, которые необходимо рассмотреть в этом аспекте: "космос — земля", "земля — жизнь" и, наконец, "космос — жизнь". На схеме (рис. 1) показаны основные факторы, определяющие как космические и геологические процессы, так и развитие жизни на Земле. Очевидно, в настоящее время учтены далеко еще не все параметры, а среди учтенных не все однозначны ни по степени изученности, ни по степени влияния их на единый всеобщий процесс эволюции.

Отчетливо видно, что наибольшее число причинных связей в разделе "Космос" имеет параметр "галактический год", период которого равен 180–250 млн. лет. В разделе "Земля" наибольшую прямую нагрузку несет параметр "климат", который оказывает влияние почти на все параметры следующего раздела ("жизнь"). В последнем разделе особо важным представляются такие параметры, как "фотосинтез", "образование клеток", "образование скелета".

Недостаток предлагаемой схемы в том, что взаимосвязи между отдельными факторами геологической и биологической эволюции даны для усредненного времени, не отражают специфику и значимость тех

или иных параметров на определенных этапах. В то же время очевидно, что интенсивность связей, и даже их направленность, была на различных этапах развития Земли далеко не однозначной. Поэтому ниже дается более детальный анализ тех же факторов уже только для искомого рубежа (протерозой – фанерозой).

## КОСМОС

Галактический год. На венд – ранний кембрий приходится первая половина галактического цикла, начало которого приурочено к моменту 684 млн. лет тому назад.

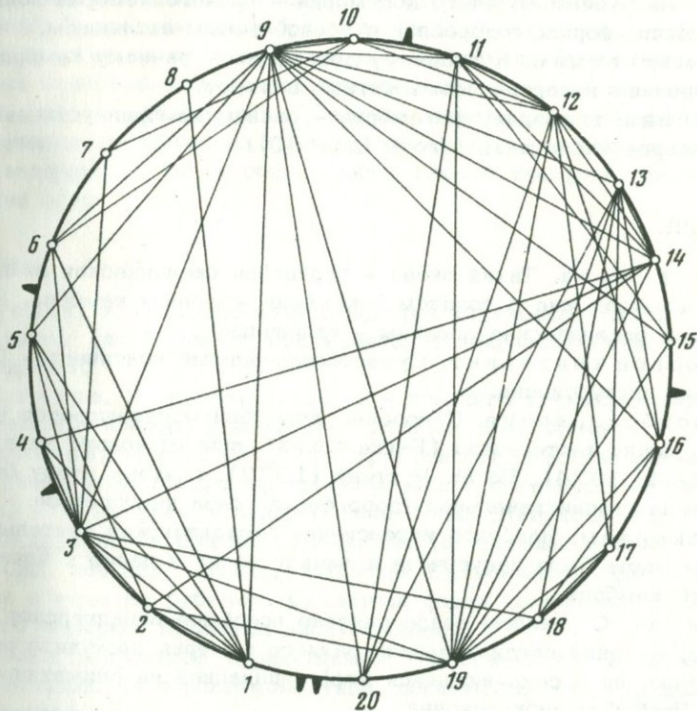


Рис. 1. Схема связей между основными параметрами – факторами, определяющими геологическую и биологическую эволюцию

1-3 – Космос; 4-5 – Космос – Земля; 6-10 – Земля; 11-15 – Земля – Жизнь; 16-20 – Жизнь. 1 – галактический год; 2 – космическое излучение; 3 – солнечная радиация; 4 – гравитация; 5 – геомагнетизм; 6 – горообразование; 7 – вулканизм; 8 – ротация; 9 – климат; 10 – образование формаций; 11 – состав воды Мирового океана; 12 – углекислый газ; 13 – кислород; 14 – биотоп; 15 – сооружение органогенных построек; 16 – фотосинтез; 17 – дыхание; 18 – образование клеток; 19 – форма жизни; 20 – образование скелета

Космическое излучение. Данные специалистов противоречивы; по сведениям одних специалистов интенсивность космических излучений в венде – раннем кембрии была по крайней мере в три раза слабее современной; по другим данным – сильнее.

Солнечная радиация. Резко повышенная по сравнению с современной.

## КОСМОС—ЗЕМЛЯ

Гравитация. На рубеже среднего – позднего докембрия организмы впервые преодолели гравитацию (появились передвигающиеся по дну формы). На рубеже позднего докембрия – раннего кембрия появились прямостоячие формы водорослей с обособленным слоевищем.

Геомagnetизм. К позднему докембрию – раннему кембрию была приурочена инверсия геомагнитных полюсов.

Ротация. В позднем докембрии – раннем кембрии устанавливается большее число дней в году (до 400).

## ЗЕМЛЯ

Мировой океан. Тихий океан – первичная океаническая впадина, существовавшая уже в позднем докембрии – раннем кембрии. Все остальные океанические впадины – вторичные.

Мировой континент. Существовал единый континент – Пангея. Проблема дискуссионна.

Горообразование. С поздним докембрием связывается начало особого цикла тектогенеза (Байкальский), причем нового типа (Хоментовский, 1974). По М. Руттену (1973), к этому этапу была приурочена геосинклинальная (дооргенная) фаза тектогенеза.

Вулканизм. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность на этом этапе была приурочена к началу венда и далее к началу среднего кембрия.

Климат. С началом венда связано всеобщее варангерское оледенение. К концу венда – началу раннего кембрия наступило резкое потепление, но с сохранившейся дифференциацией на климатические пояса. Проблема дискуссионна.

Образование формаций. Различаются две группы формаций: 1) формации, образование или максимальное распространение которых было приурочено к более раннему этапу – раннему – среднему докембрию (кремневые полосчатые железные руды; золото–урановые руды; доломиты); 2) формации, впервые в истории Земли появившиеся с началом позднего докембрия или максимально развитые на этом этапе (известняки, фосфориты, эвапориты, красноцветы<sup>1</sup>) (Ронов, 1973).

<sup>1</sup> Более древние красноцветы иного происхождения (Анатольева, 1971).

Кислород. Точка Пастера (1% от современного содержания кислорода) устанавливается по разным данным на рубеже от 1,4 до 0,66 млрд. лет. С этой точкой связывается переход к дыханию.

Углекислый газ. Данные противоречивы. По сведениям одних специалистов, содержание углекислого газа в атмосфере в венде и раннем кембрии было большим по сравнению с современным, по данным других — меньшим (исходя из соотношения Mg/Ca; Казанский и др., 1974).

Завоевание биотопов. Жизнь существовала только в море; все (или почти все) организмы были донными, прибрежными обитателями. Планктон был возможен в этой же зоне, за исключением первого метра водного столба (в связи с повышенной солнечной радиацией). В позднем докембрии еще не было хищников и трупядов.

Сооружение органогенных построек. Органогенные постройки водорослевого происхождения достигают максимального развития в позднем докембрии. С начала раннего кембрия впервые в образовании органогенных построек принимают участие археаты (Archaeocyathi), т.е. в сооружении построек участвует уже не только одна флора.

## ЖИЗНЬ

Фотосинтез. Органический фотосинтез установился 2,8 млрд. лет тому назад (этот момент связывается с появлением синезеленых водорослей).

Дыхание. На рубеже среднего — позднего докембрия наряду с брожением появилось дыхание как одна из форм обмена.

Становление основных форм жизни. Расцвет ранней жизни (синезеленые водоросли, проблематика с органическим фотосинтезом) — в среднем и позднем докембрии. Эукариоты появились на рубеже среднего и позднего докембрия (по разным данным — 1,6–0,8 млрд. лет тому назад). Появление бесскелетной фауны связывается с этим же рубежом. Скелетная фауна появляется с начала раннего кембрия. Проблема дискуссионна.

Анализ параметров, определяющих геологическую и биологическую эволюцию на ископаемом этапе, показывает, что они могут быть подразделены на константные, стабилизирующиеся со временем и непрерывно изменяющиеся.

Константные — химический состав планеты в целом; Мировой океан. В.И. Вернадский (1965) считал воду Мирового океана главной константой Земли.

Стабилизирующиеся со временем — становление реакции фотосинтеза; образование двух групп клеток — прокариотических и эукариотических; окончание биохимической эволюции. По Л.А. Зенкевичу (1971), биохимическая эволюция завершилась в основном к началу позднего докембрия.

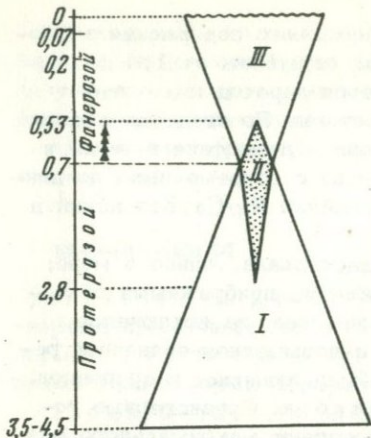


Рис. 2. Схема постепенной смены различных форм жизни в процессе биологической эволюции

I - преджизнь; II - ранняя жизнь; III - поздняя жизнь; слева - геохронологическая шкала (млрд. лет). Диапазон 0,7-0,53 отвечает эопалеозою

Все остальные параметры изменяются непрерывно. При этом отчетливо видно, что все или почти все процессы геологической и биологической эволюции испытали перестройку на рубеже среднего и позднего докембрия. Процессы геологической эволюции исключений не имеют. Процессы биологической эволюции, наряду с названным рубежом, показывают и второй рубеж, связанный с началом раннего кембрия (появление скелетного покрова у самых различных морских организмов нерастительного происхождения). В то же время появление во времени новых групп организмов (становление типов) животного происхождения было длительным и охватывало весь поздний докембрий и ранний кембрий. С завершением раннего кембрия кончается в основном появление новых крупных таксонов (типов) в эволюции органического мира.

Геологическая и биологическая эволюция на всех этапах развития Земли (с момента образования земной коры) представляла единый процесс. Несомненно взаимовлияние обоих типов эволюции, но степень влияния была резко различной. Вначале, на этапе зарождения и начального развития жизни (преджизнь), геологическая эволюция была основной, с рубежа средний - поздний докембрий взаимовлияние этих процессов имеет тенденцию к равновесию: меняется состав атмосферы, появляются специфические типы формаций и т.д.; наконец, в настоящее время мы становимся очевидцами резкого возрастания значения биологической эволюции, которая в ряде случаев существенно влияет на ход геологических процессов.

В геологической истории Земли намечаются два крупных рубежа, к которым, наряду с другими явлениями, была приурочена перестройка органического мира - появление поздней жизни (эукариоты, животная жизнь) и почти полное исчезновение ранней жизни. Этап, отграниченный названными рубежами, охватывает венд и ранний кембрий и по длительности и масштабности процессов вполне сопоставим с любой из геологических эр фанерозоя (130 млн. лет и более). На схеме (рис. 2) отчетливо видно, что как ранняя жизнь должна

зародиться в недрах преджизни, так и поздняя жизнь какой-то длительный период времени существовала одновременно с формами ранней жизни, постепенно вытесняя ее. Совершенно очевидно, что этот этап в геологической и биологической истории Земли принадлежит фанерозою (Соколов, 1974а-в; Хоментовский, 1974), но еще никак не может быть назван палеозоом.

Нижний рубеж переходного этапа, очень четкий в принципиальном отношении, видимо, с трудом устанавливается в конкретных разрезах. Вследствие этого дискуссия по поводу нижней границы венда и, следовательно, его объема пока далека от завершения. Верхний рубеж, с которым связаны становление основных типов морских беспозвоночных и завершение скелетизации (конец раннего кембрия), устанавливается легче. Ранний кембрий органически должен входить в состав искомого подразделения на правах особой системы. Неразрывность раннего кембрия и венда как особого этапа в эволюции Земли и Жизни настолько очевидна, что только их объединением и обособлением в геохронологической шкале можно избежать многочисленных противоречий в трактовке границы между протерозоом и палеозоом.

Предлагаемый этап соразмерен эре и даже превышает по длительности любую из них; кроме палеозоя. Название ему давать в настоящее время, при первой постановке вопроса, не обязательно (одно из возможных названий – эопалеозой). В составе эопалеозоя могут быть выделены на правах неравнозначных систем венд и якутий.

Венд – подразделение, явно большее, чем система, и его расчленение в будущем обязательно. Уже сейчас в литературе широко оперируют названиями "нижний" и "верхний" венд, но, вероятно, возможно будет и не только двучленное его деление.

Якутий, обоснование которому как системе давалось ранее (Покровская, Журавлева, 1960), соответствует по длительности любой из самых крупных систем палеозоя (30 млн. лет). Его характеристика настолько специфична (появление и становление все новых групп организмов; скелетизация), что это подразделение никак не может быть охарактеризовано исходя из принципов, применимых для любой другой системы фанерозоя, начиная со среднего кембрия по общепринятой терминологии. Ярусы якутия (=раннего кембрия) отличаются (при любом варианте расчленения – двучленном, трехчленном или четырехчленном) не столько сменой определенных комплексов, что, конечно, имеет место, сколько появлением все новых высоких таксонов, характерных для самых различных групп органического мира. Только для якутия характерен единственный, целиком вымерший тип *Archaeocyathi* группы *Archaeata*. "Непохожесть" комплексов раннего кембрия на более поздние привела во время Международной геологической экскурсии по границе кембрия и докембрия (по Алдану и Лене, 1973 г.) к четырем (!) предложениям о местонахождении рубежа между докембрием и кембрием (Кауи, Розанов, 1973; Соколов, 1974а-в). Если исходить из принципа приоритета транзитных групп морских животных, какими в раннем кембрии мог-

ли быть трилобиты, то ранний кембрий должен был бы "уступить" в докембрий целый ярус – томмотский – при четырехчленном делении или подъярус – при двучленном его делении. Если исходить из принципа приоритета массового появления скелетных организмов (именно эта граница и считается обычно как нижняя граница кембрия), то нарушается два правила: 1) проведения границы по комплексам транзитной группы (в томмотском веке трилобиты еще не существовали в скелетной форме); 2) проведения границы только по фаунистическим комплексам (ранее, в позднем докембрии, фаунистические остатки настолько редки, что не составляют комплекса; возможно лишь использование флористических комплексов).

Исключение раннего кембрия из состава палеозоя, объединение его совместно с вендом в единый комплекс в ранге эры (эопалеозой) и возведение его в ранг системы (якутий) сразу снимает все существующие противоречия, поскольку для первой эры фанерозоя, переходной от протерозоя, не могут и не должны быть в полной мере применимы все палеонтологические критерии, используемые позднее (палеозой – кайнозой).

Конкретная граница между вендом и кембрием (равно, как и стратотип границы) может быть избрана в разрезах Сибирской платформы, где имеется целый набор непрерывных разрезов, причем нередко монофациальных. Решение этого вопроса возложено на специальную Международную комиссию (Кауи, Розанов, 1973; Соколов, 1974а–в); поэтому в настоящей статье было бы преждевременным давать на него однозначный ответ. Однако уже сейчас ясно, что для Восточной Сибири задача может быть сведена к установлению точной корреляции суннагинского (на юго-востоке) и немакит-далдынского (на севере) горизонтов. Сейчас известны два основных варианта корреляции (Журавлева, 1975): 1) немакит-далдынский горизонт древнее суннагинского (Розанов и др., 1969; Егорова, Савицкий, 1969); 2) немакит-далдынский горизонт (или часть его) – возрастной аналог суннагинского (Журавлева, 1975; Мешкова и др., 1975).

Кроме того, известны четыре варианта проведения границы между кембрием и докембрием на территории Сибирской платформы: 1) по подошве суннагинского горизонта; 2) по подошве немакит-далдынского горизонта; 3) по кровле немакит-далдынского горизонта; 4) внутри немакит-далдынского горизонта.

В настоящее время активно ведется специальное изучение разрезов в разнофациальных районах Сибирской платформы и надо надеяться на скорое однозначное решение задачи. Сейчас можно сказать, что данных в пользу прямого сопоставления суннагинского горизонта со значительной частью немакит-далдынского накапливается все больше.

## ABSTRACT

There are three groups of connections necessary for examination in the aspect of a sudden flash of the organic life at the Precambrian-Cambrian boundary in biogeosphere: "Space-Earth", "Earth - Life", and, finally,

"Space -Life". The most number of the causal connections in the first division (Space) has the parameter "Galactic year", in the second one (Earth) - "Climate", and in the third (Life) - parameters "photosynthesis" and "generation of cells and skeleton". The intensity of connections at various stages of development of the Earth was very different. The Phanerozoic-Proterozoic boundary is given a more detailed characteristic of each parameter (galactic year, space and solar radiation, gravitation, geomagnetism, rotation, world ocean and continent, mountain and volcanic development, climate, rise of formations, oxygen, carbonic acid, biotops, organogenic constructions, photosynthesis, aspiration, formation of the main forms of life. Some of the above parameters are constant, becoming stable in time, and continuously changed. Almost all the processes were subjected to reconstruction at the boundary of the Middle-Late Precambrian (Vend). The second boundary is the beginning of the Early Cambrian (the appearance of skeleton in various sea non-flora organisms. But appearance of new groups of organisms (formation of phyla) of the animal origin was prolonged (Vendian and Early Cambrian). At the end of Early Cambrian the large stage of geological and biological evolution is over. This stage can be compared to any Phanerozoic geological era (130 mln years or over) and should not be attributed to the Paleozoic (Eopaleozoic). Exclusion of the Early Cambrian (Yakut) from the Paleozoic and its joining with the Vendian in the rank of an era abolishes all the contradictions, as the first Phanerozoic era, transitional from the Paleozoic, cannot answer all paleontological criteria used later (Paleozoic-Cenozoic).

A concrete boundary between the Vendian and Cambrian can be drawn in the sections of the Siberian platform. The task is to establish the precise correlation of the Sunnagin and Nemakit-Daldyn horizons, two major variants of correlation being known. Four variants of drawing the Cambrian-Precambrian boundary are known: along the foot of the Sunnagin horizon, and at the base, middle and top of the Nemakit-Daldyn horizon. There appear more and more data contributing to direct correlation of the Sunnagin horizon to a considerable part of the Nemakit-Daldyn one.

## ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А.И. 1971. Основные черты красноцветной седиментации в домезозойское время. - В кн. "Проблемы общей и региональной геологии". "Наука", Новосибирск.
- Бернал Дж. 1969. Возникновение жизни. М., "Мир".
- Вернадский В.И. 1965. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., "Наука".
- Виноградов А.П. 1967. Введение в геохимию океана. М., "Наука".
- Виноградов А.П. 1973. Изменение атмосферы под влиянием человеческой деятельности. - В кн. "I Международный Геохимический конгресс", IV, кн. 2. М., Изд. Ин-та геохимии и анал. химии АН СССР.
- Давиташвили Л.Ш. 1969. Причины вымирания организмов. М., "Наука".
- Егорова Л.И., Савицкий В.Е. 1969. Стратиграфия и биофашии кембрия Сибирской платформы, Западное Прианбарье. М., "Недра".

- Журавлева И.Т. 1969. Морские фауны и проблемы стратиграфии нижнего кембрия. — В кн. "Итоги науки. Стратиграфия и палеонтология". М., Изд. ВИНТИ.
- Журавлева И.Т. 1975. Сравнительная палеонтологическая характеристика немакит-далдынского горизонта и его возможных аналогов на территории Сибирской платформы. — В кн. "Аналоги вендского комплекса Сибири". М., "Наука".
- Зенкевич Л.А. 1971. К вопросу о древности океана и его фауны. — В кн. "История Мирового океана". М., "Наука".
- Казанский Ю.П., Давыдов Ю., Катаева В.Н. 1974. О влиянии организмов на состав морской воды. — В кн. "Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоэкологические проблемы". Новосибирск, "Наука".
- Кауи Д.В., Розанов А.Ю. 1973. Отчет международной рабочей группы о симпозиуме по проблеме границы кембрия и докембрия. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Келлер Б.М., Аксенов Е.М., Королев В.Г. и др. 1974. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. — В кн. "Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология", т. 5. М., Изд. ВИНТИ.
- Коржув П.А. 1971. Эволюция, гравитация, невесомость. М., "Наука".
- Космос и эволюция организмов. 1974. М., Изд. ПИН АН СССР.
- Мешкова Н.П., Николаева И.В., Куликов Ю.П. и др. 1975. Стратиграфия пограничных отложений докембрия и кембрия севера Анабарского поднятия. — В кн. "Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия Советского Союза". (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 396). Новосибирск, "Наука".
- Перельман А.И. 1973. Геохимия биосферы. М., "Наука".
- Покровская Н.В., Журавлева И.Т. 1960. О выделении нижнего кембрия в самостоятельную геологическую систему. — В сб. "Междунар. геол. конгр., XXI сессия" докл. сов. геологов", проблема 8. М., Изд-во АН СССР.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. 1969. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. — Труды ГИН АН СССР, вып. 206. М., "Наука".
- Ронов А.Б. 1973. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — I Междунар. Геохимический конгресс, IV, кн. I. М., Изд. Ин-та геохимии и аналитической химии АН СССР.
- Рутен М. 1973. Происхождение жизни. М., "Мир".
- Соколов Б.С. 1964. Вендский комплекс и проблема границы докембрия и палеозойской группы. — В сб. "Междунар. геол. конгр., XXII сессия, докл. сов. геологов", проблема 10. М., "Наука".
- Соколов Б.С. 1974а. Этапность развития органического мира. — Геология и геофизика, № 1.
- Соколов Б.С. 1974б. Проблема границы докембрия и кембрия. — Геология и геофизика, № 2.
- Соколов Б.С. 1974в. Венд Русской платформы, его границы, расчленение, стратиграфические аналоги. — Тезисы докл. Совещ. по верхнему докембрию (рифей) Русской платформы. М., "Недра".
- Хоментовский В.В. 1974. Принципы выделения венда как системы палеозоя. — В кн. "Этюды по стратиграфии". М., "Наука".
- Шолф Д.В. 1974. Древность эволюции докембрийской биосферы. — Тезисы Международн. семинара "Происхождение жизни", 2-7. VIII. 1974 г. М., "Наука".
- Яншин А.Л. 1974. О значении исследований эволюции геологических процессов в истории Земли. — В кн. "Эволюция вулканизма в истории Земли". М., "Наука".

- Cloud P. 1968a. Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive Earth. — Science, v.160.
- Cloud P. 1968b. Pre-metazoan evolution and the origins of the Metazoa. — In "Evolution and environment". E.T.Drake (Ed.). Yale Univ. Press.
- Cloud P. 1972. A working model of the primitive Earth. — Amer. J. Sci., v.272.
- Cloud P. 1973. Paleocological significance of the banded iron-formation. — Econ. Geol., v.68.
- Cloud P. 1974. Evolution of ecosystems. — Amer. Scientist, v.62, N 1.
- Rutten M.G. 1962. The geological aspects of the origin of life on Earth. Amsterdam, Elsevier.
- Rutten M.G. 1966. Sedimentary ores of the Early and Middle Precambrian and the history of the atmospheric Oxygen. — 15 th Internat. Univ. Congr., Leicester.
- Zhuravleva I.T. [Журавлева И.Т.] 1970. Marine faunas and Lower Cambrian stratigraphy. — Amer. J. Sci., v.259.

А. А. КРАСИЛОВ

## ТЕКТОГЕНЕЗ И ЭВОЛЮЦИЯ КЛИМАТА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ

Тихий океан и его складчатое обрамление в последние годы явились пробным камнем для новой глобальной тектоники. Первоначальная относительно простая тектогенетическая модель литосферных плит и расширения океанической коры, разработанная в основном для Атлантики, была дополнена частными моделями, описывающими происхождение краевых морей и цепочек островов, вытянутых параллельно трансформным разломам. Эти структуры наиболее типично выражены в Тихом океане. Их изучение породило гипотезу мантийных струй, заменившую прежний вариант вывода тепла из мантии в форме конвекционных ячеек (Wilson, 1963; Tozer, 1973). Несмотря на значительные успехи морской геологии и геофизики, многие особенности геологического развития Тихоокеанского пояса еще не объяснены. Вклад стратиграфа в изучение тектогенеза, на первый взгляд, кажется довольно скромным и сводится к датировке основных событий, а также выяснению синхронного или диахронного их проявления в пределах тех или иных структур. Однако сопоставление геохронологических датировок может, по мнению автора, пролить свет на природу тектонических процессов и на их связь с эволюцией климата и органического мира. История Тихоокеанского пояса в меловом периоде открывает широкие возможности для такого анализа.

### РАННЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

Геологически наиболее очевидный тектогенетический феномен в складчатых поясах — это смена растяжения сжатием, и наоборот. Хотя образование островных дуг западной Пацифики связывают с подви-

ганием океанической плиты под континентальную, теоретики мобилизма и тектоники плит сейчас почти единодушны в трактовке краевых бассейнов как структур растяжения (Кропоткин, Шахворостова, 1965; Karig, 1971). Современная конфигурация островных дуг и глубоководных желобов, очевидно, возникла лишь в неогене. Об этом, в частности, свидетельствует уровень эндемизма глубоководной фауны Курило-Камчатского, Японского и Идзу-Бонинского желобов (Беляев, 1974). Полагают, однако, что раскрытие таких бассейнов, как Японское море, связано с более древними этапами растяжения. Определения возраста Японского моря колеблются от мела до миоцена (Uyeda, Miyashiro, 1974). По палеомагнитным и радиометрическим данным (Kawai a. oth., 1969), изгиб Японских островов и их отделение от континента датируются ранним мелом (около 120 млн. лет назад). Смена раннемеловой растительности в районе Японского моря подтверждает эти данные (Красилов, 1971, 1974а). В берриасе и валанжине Восточное Приморье и западные районы Японии были заняты однотипной довольно сухолюбивой растительностью, возникшей, вероятно, в дождевой тени берегового горного хребта, который протягивался вдоль средней линии Японских островов. В барреме эта растительность уступила место влажным заболоченным лесам с разнообразными таксоновыми. Резкое изменение климатических условий и миграцию растительных сообществ можно связать с расширением прото-Японского моря, которому предшествовало образование узких прогибов, выполненных флишoidalными толщами (берриас и валанжин Сихотэ-Алиня). В готериве усиливаются восходящие движения и вулканизм. Наиболее древние отложения дна Тихого океана в районе хребта Шатского относятся к позднему готериву - раннему баррему (Dooglas, Moullade, 1972). Они, таким образом, синхронны дрейфу в районе Японского моря, очевидно, связанному с общим расширением западной Пацифики.

На восточном побережье Тихого океана в Береговом хребте Калифорнии начало расширения и генерации новой океанической коры отмечено формированием францисканского эвгеосинклиналиного комплекса с офиолитами и кремнистыми сланцами, которые датируют титоном - валанжином (Ernst, 1970; Jones, Irwin, 1971; Блейк, Джонс, 1974). На францисканский комплекс надвинуты того же возраста миогеосинклиналиные отложения Большой Долины - граувакки с линзами конгломератов, алевролиты и аргиллиты со следами донных течений и остатками растений. В свите Хорстаун, которую относят к готериву, найдены плоды древнейших покрытосеменных Опоапа, известные также и в Приморье, но происходящие из аптских отложений липовецкой свиты. Н.Хьюз (Hughes, 1974) полагает, что калифорнийская флора с первыми покрытосеменными не древнее баррема и соответствует никанской флоре Приморья. Не исключено, что и возраст францисканского комплекса окажется несколько более молодым: титоном нередко датируют отложения, принадлежавшие в действительности берриасу. Во всяком случае, аналогичные события на востоке Азии и западе Северной Америки относятся к одному этапу

расширения. Его начальная стадия приходится на титон или (что более вероятно) берриас, а основная активизация – на готерив–баррем. В конце баррема – апте происходит опускание многочисленных континентальных впадин, которое завершается широко распространенной альбской трансгрессией.

Об эволюции климата можно судить по изменению фитоклиматических характеристик таофлор из последовательных горизонтов нижнего мела. В азиатской части Тихоокеанского пояса наиболее полно изучены таофлоры Южного Приморья и Бурейнского бассейна, которые относятся к разным климатическим зонам: первая – к субтропической, а вторая – к умеренной. Приморский флороносный разрез охватывает возрастной интервал от берриаса до альба, а Бурейнский – от келловея до апта. Палеоклиматические кривые, построенные автором для этих разрезов по таким характеристикам, как видовое разнообразие, характер доминирования, разнообразие таофенозов, количественное участие термофильных цикадофитов и миграция высотных поясов растительности, указывают на параллелизм климатических изменений в обеих зонах (Krassilov, 1973). После температурного оптимума в берриасе наметилась тенденция к похолоданию, кульминировавшему в готериве – начале баррема. На этот стратиграфический уровень приходится основная смена растительности. В барреме и апте климат становится все более теплым. В альбе начинается новый климатический цикл.

Фитоклиматические зоны раннего мела – умеренная с листопадными феникопсисовыми лесами и субтропическая с толстоствольными беннеттитами *Cycadeoidea* – прослеживаются как на азиатском, так и на американском побережье Тихого океана. Граница между ними протягивается от северной Японии к Северной Дакоте (или государственной границе США и Канады). Пересекая Тихий океан с запада на восток, она сдвигается на 5–6° к северу. Распространение мезозойских цикадеоидей представляет сложную фитогеографическую проблему. Они наиболее многочисленны и разнообразны в Северной Америке, встречаются также в Западной Европе, Монголии и Японии. Поскольку восточноазиатские местонахождения отделены многими тысячами километров от западноевропейских, логично предположить, что цикадеоидеи (как и рога́тые динозавры) проникли сюда из Северной Америки (Krassilov, 1972). Они при этом не могли воспользоваться Берингийским мостом, так как высокие широты были заняты феникопсисовыми лесами.

### ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

Затопление альбско–сеноманских рифов на подводных возвышенностях возле Японских островов и в других местах свидетельствует о повышении уровня океана в начале позднемеловой эпохи (Matthews a.oth., 1974). На побережье Японского моря во второй половине альба и начале сеномана на фоне общего воздымания формируются прогибы,

выполненные красноцветной молассой. В конгломератах и песчаниках возрастает содержание туфогенного материала, однако основные очаги вулканизма располагались западнее, в районе Малого Хингана. Постепенно распространяясь к востоку, мощный наземный вулканизм охватил Сихотэ-Алинь в конце сеномана - туроне (Красилов, 1972). К этому времени относится формирование вулканогенного пояса, протянувшегося вдоль всего Тихоокеанского побережья СССР и включавшего также риолитовую зону Японских островов. В отложениях межгорных впадин сохранилась озерная флора и остатки растительности склонов, состоявшей в основном из хвойных и немногочисленных мелколистных покрытосеменных. Однотипные тафоценозы туронского возраста встречаются от Чукотки (чаунская серия) до Приморья (партизанский комплекс) и Японии (флоры Асува и Омичидани).

Наземный вулканогенный пояс обрамляла с востока миогеосинклинальная зона, которой принадлежат монотонные алевролитовые толщи Западного Сахалина (тымовская свита туронского возраста). Далее к востоку располагалась эвгеосинклинальная зона Восточного Сахалина. Здесь, таким образом, возникла система краевой бассейн - островная дуга. Наземный вулканизм распространился на Западный Сахалин в начале датского века (бошняковская свита), вероятно, в условиях сжатия геосинклинали.

В Северной Аляске на поздний сеноман приходится региональный перерыв осадконакопления (Smiley, 1969, 1972), вероятно, выраженный также и в других районах восточной ветви Тихоокеанского пояса. Наземный вулканизм развивается здесь в тех же временных пределах, что и на востоке Азии. В интервале 80-65 млн. лет вулканизм распространяется от Берегового хребта Калифорнии до Скалистых гор (Lipman a. oth., 1971). Аналогичная миграция меловых вулканических центров к востоку описана в Андах (Katz, 1971; Levi, 1973). Она, возможно, обусловлена западным дрейфом Южной Америки. Новозеландский орогенез Ранигата в начале позднего мела (Suggate, 1972, и др.) связан с расширением Тасманова моря. Наиболее активную фазу дрейфа в этом бассейне датируют маастрихтом (около 70 млн. лет назад: Wellman, McDougall, 1974), хотя в других частях Тихоокеанского пояса (Сахалин, Скалистые горы и др.) в конце маастрихта - начале датского века начинается сжатие геосинклиналей и осушение морских бассейнов.

Для реконструкции позднемелового климата привлечены данные по таофлорам Восточной Азии и Северной Америки (Krassilov, 1975). Захоронений этого возраста известно гораздо больше, чем раннемеловых, однако хорошо датированных флороносных разрезов, характеризующих весь верхнемеловой отдел или его значительную часть, сравнительно немного. Корреляция локальных таофлор, разбросанных по огромной территории вулканогенного пояса, связана с большими трудностями и вызывает много разногласий (Вахрамеев, 1966). Таофлоры принадлежат трем климатическим зонам - теплоумеренной (Приморье, Сахалин, Япония), умеренной (бассейн Колымы и Анадыря, Камчатка) и бореальной (Чукотка), которые прослеживаются и

в Северной Америке. К сеноману относятся флоры средней части гинтеровской свиты бухты Угольной и Нулато Аляски, к турону – партизанская Приморья, аркагалинская Колымы, Асува и Омичидани Японии. Хорошо изученные таофлоры Сахалина могут служить фито-стратиграфическими реперами для коньякского (флора Половинки), сантонского (флора Мгачи), кампанского (жонкьерская флора), маастрихтского (флора Августовки) и датского (бошняковская флора) ярусов. Их возрастные аналоги известны на Камчатке, в бассейне Анадыря, в Японии, Канаде и на Аляске. Флоры цагайянского типа датируются второй половиной датского века (Красилов, 1974б). Красноцветные толщи и ксерофильный облик немногих содержащихся в них растений свидетельствуют о периодически засушливом климате Приморья в позднем альбе – сеномане. Такие необычные для восточного побережья океана климатические условия, возможно, связаны с сокращением прото-Японского моря и причленением островных дуг к континенту. Основные фитоклиматические индикаторы – морфология листьев цветковых, таксономическое разнообразие, количественное участие платаноидных покрытосеменных, лавровых, гинкго и теплолюбивых папоротников – указывают на потепление от сеномана до кампана, прерываемое похолоданием в коньякском веке. После кампанского температурного оптимума следует похолодание, кульминирующее в датском веке. На севере Аляски известна довольно полная последовательность меловых таофлор, изученная Ч. Смайли (Smiley, 1969, 1972), который отмечает вымирание цикадофитов в начале сеномана, подозамитовых – на границе турона и коньяка (эти события, вероятно, связаны с похолоданием) и климатический оптимум в кампане. С. Шривастава (Srivastava, 1970, и др.) описал богатую палинофлору Эдмонтон в Канаде и пришел к выводу о похолодании в течение маастрихта. Американские палинологи (Stanley, 1965; Hall, Norton, 1967, и др.) установили резкую смену растительности на рубеже маастрихта и датского века, связанную с похолоданием. Позднемеловые фитоклиматические зоны северного полушария намечены автором (Krassilov, 1975) по распространению голосеменных *Phoenicopsis*, *Ginkgo*, *Nilssonia*, пальм и двудольных *Debeya* со сложными листьями, как у современных протейных. Граница между теплоумеренной и умеренной зонами в сеномане проведена по наиболее северным местонахождениям *Debeya*. Она протягивается от г. Александровска на Северном Сахалине к о-ву Ванкувер, следуя вдоль пятидесятой параллели. В позднедатское время эта граница значительно сдвинулась к югу. Цагайянская таофлора Амурской обл. (около 50° с.ш.) отражает умеренную растительность без примеси субтропических элементов. В Северной Америке ей соответствует флора верхних слоев свиты Эдмонтон (Chandrasekharan, 1974). Нужно сказать, что сходство состава мезозойских флор в списках не всегда свидетельствует об их реальной близости, так как объем многих палеоботанических родов и видов трактуется весьма широко. Однако сходство между цагайянской и позднеэдмонтонской флорами не ограничивается почти полным совпадением таксономических списков.

Количественные соотношения видов, полиморфизм "популяций" листьев и даже характер их сохранности тоже совпадают. Во многих случаях было бы невозможно решить, какой коллекции — цагайской или эдмонтонской — принадлежит неэтикетированный экземпляр. Не остается никаких сомнений в том, что широкая зона мезофитных листопадных лесов Восточной Азии и Северной Америки в то время была непрерывной.

В палеогене климатическая асимметрия западного и восточного побережий Тихого океана значительно усилилась: субтропическая растительность с пальмами достигала Аляски (Wolfe, 1972, и др.), в то время как на Камчатке господствовали листопадные леса. Александровский район Северного Сахалина и залив Кука на Аляске находились на одной изофлоре (линии, соединяющей близкие по фито-климатическим характеристикам флоры), которая в Северной Америке проходила на  $10^{\circ}$  севернее, чем в Азии. В дальнейшем флористические связи азиатской и американской частей Тихоокеанского пояса постепенно сокращались. Сейчас флора средних широт Восточной Азии имеет больше общего с флорой атлантического побережья США, чем тихоокеанского. Хвойные леса в Америке протягиваются дальше на юг, чем в Азии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хотя многие черты мелового тектогенеза остаются неясными, единство и цикличность развития Тихоокеанского пояса вырисовываются вполне отчетливо. Эпохи мелового периода соответствуют двум крупным этапам тектогенеза. Раннемеловой и позднемеловой этапы в общем аналогичны и состоят из нескольких последовательных фаз. В начале каждого из них в узких прогибах отлагаются флишондные толщи (берриас-валанжин Сихотэ-Алиня) или моласса (поздний альб — сеноман). Активизация тектонических и вулканических процессов в готериве — барреме и позднем сеномане — туроне знаменует начало фазы расширения, которое продолжается в альбе и сеномане. В это время формируются островные дуги и краевые бассейны с новой океанической корой. Общее сжатие складчатого пояса в альбе и в конце маастрихта — датском веке приводит к осушению краевых морей и коллапсу островных дуг. Фазы сжатия кратковременны по сравнению с фазами расширения.

Расширение дна океана не эквивалентно разрастанию его площади, так как может компенсироваться поглощением литосферы в периферических желобах. Однако постепенное ослабление флористических связей между Восточной Азией и Северной Америкой после распада гомогенной растительности датского века и увеличение климатической асимметрии западного и восточного побережий может указывать на расширение океана.

Затопление альбско-сеноманских рифов свидетельствует о повышении уровня океана в начале позднемеловой эпохи. Однако постули-

руемая многими авторами корреляция между трансгрессиями на континентах и ускорением расширения дна океанов (которое сопровождается поднятием срединно-океанических хребтов и, следовательно, уменьшением объема океанических впадин: Flemming, Roberts, 1973) не подтверждается. Стоит отметить, что и в Атлантике такая корреляция не всегда достоверна (Dingle, Scruton, 1974).

Ухудшение климатических условий наблюдается во время сжатия складчатых поясов (альб - сеноман, поздний маастрихт - датский век) и в начале фазы расширения (готерив - баррем, коньяк), тогда как климатические оптимумы в апте и кампане приурочены к ее завершению. Естественно, что локальные условия могут в той или иной степени отклоняться от общей схемы.

Резкое сокращение разнообразия и первичная дифференциация цветковых в альбе - сеномане, вымирание мезозойских гинговых и подозамитовых в коньякском веке, смена доминирующих родов хвойных и цветковых на рубеже маастрихта и дания указывают на тесную связь эволюции растительного мира с климатическими циклами.

Этапы расширения Тихоокеанского пояса довольно точно совпадают с аналогичными этапами меловой истории Атлантики (ускорение расширения в интервалах 127-110 и 100-65 млн. лет назад: Vogt a. oth., 1971; Larson, Ladd, 1973; Flemming, Roberts, 1973). Отметим, не вдаваясь в подробности, что этапы расширения этих меридиональных структур (а также палеозойской Уральской геосинклинали) в ородовике - среднем девоне, карбоне - перми и позднем олигоцене - среднем миоцене также совпадают. Они в то же время чередуются с фазами расширения и сжатия широтных складчатых поясов, что, по мнению автора, указывает на действие ротационных сил. Миграция вулканизма к востоку в складчатых поясах Восточной Азии и Северной Америки, возможно, связана с ротационной инерцией плит литосферы.

## ABSTRACT

The integrity and cyclic development of the Circum-Pacific fold belt are especially evident in the Cretaceous time. The Early and Late Cretaceous epochs correspond to major stages of tectonic activity. The first stage commenced with formation of Franciscan ophiolites (Tithonian-Valanginian), sea floor spreading in the Shatsky Rise area of Western Pacific evidenced by pelagic deposits of Hauterivian - Early Barremian age (Douglas, Moullade, 1972) and opening of proto-Japan sea about 120 m.y. B.P. (Kawai et al., 1969) which caused sudden change of Sikhote-Alin vegetation in the Hauterivian time. In the Albian time, the extentional regime has changed for the compressional.

The beginning of the second stage was marked by drawing of Albian-Cenomanian reefs on Pacific guyots (Matthews et al., 1974) by subsidence of depressions filled with red beds in Japan Sea area, and regional gaps

in sedimentation, e.g., in the Northern Alaska at the Late Cenomanian time. The Late Cenomanian – Turonian volcanic belt had stretched from Chukotsk to Japan and probably extended further south as evidenced by rhyolite volcanism off the eastern Australian coast (McDougal, Van der Lingen, 1974). The terrestrial volcanic belt was bordered by miogeosyncline trough of Western Sakhalin and outer eugeosyncline zone. The rise of tectonic and volcanic activity was nearly simultaneous in the Eastern Asia, western North America, and New Zealand (Ranigara orogeny). The eastern migration of igneous activity occurred in both Asiatic and Cordilleran belts (Krassilov, 1972; Lipman et al., 1971). Terrestrial volcanism shifted to Western Sakhalin in the Early Danian time when Senonian geosynclines had been compressed and the marginal seas had closed.

Each stage started with subsidence of flysch or molasse troughs followed by major spreading phase (Hauterivian–Aptian and Late Cenomanian – Senonian) and comparatively short compressional phase. There was no definite correlation between the spreading phases and marine transgressions. The climatic optima (as inferred from fossil floras) were dated by the Berriassian, Aptian and Campanian. The compressional phases in the Albian–Cenomanian and Maastrichtian – Danian were accompanied by climatic deterioration. The Hauterivian – Barremian and Coniacian colling episodes coincided with the onset of spreading.

Floristic resemblance between Eastern Asia and western North America persisted through the Cretaceous. A boundary of subtropical and temperate zones struck from North Japan to Northern Dakota in the Early Cretaceous and from North Sakhalin to Vancouver Island in the Late Cretaceous. Deciduous forests to the north of 50° latitude were especially homogeneous across Pacific in the Danian time. Since that the floras of eastern and western Pacific coasts have progressively diverged and the climatic asymmetry increased.

The extensional and compressional events in the Pacific and Atlantic (and also Paleozoic Ural ocean) occurred simultaneously and alternated with corresponding events in latitudinal fold belts. These temporal relations suggest certain changes in the Earth rotational regime.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Беляев Г.М. 1974. О возрасте глубоководной фауны океана и ультраабиссальной фауны желобов. – Бюлл. МОИП, отд. биол., т. 79, № 5.
- Блейк М.К., Джонс Д.Л. 1974. Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии. – Геотектоника, № 6.
- Вахромеев В.А. 1966. Поздне меловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение. – Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Красилов В.А. 1971. Палеофитохория и новая глобальная тектоника. – Тезисы докл. 17-й сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва.
- Красилов В.А. 1972. Миграция структурных зон Тихоокеанского пояса в меловое время. – Докл. АН СССР, т. 207, № 2.
- Красилов В.А. 1973. Палеоэкологический метод корреляции континентальных толщ. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 48, № 4.

- Красилов В.А. 1974а. Палеонтология и мобилизм. — Геотектоника, № 1.
- Красилов В.А. 1974б. Датский ярус в континентальных толщах. — Геология и геофизика, № 11.
- Кропоткин П.Н., Шахворостова К.А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука".
- Chandrasekharan A. 1974. Megafossil flora from the Genesee locality, Alberta, Canada. — *Palaeontographica*, Bd. 147B, N 1–3.
- Dingle R.V., Scruton R.A. 1974. Continental breakup and the development of post-Paleozoic sedimentary basins around Africa. — *Bull. Geol. Soc. America*, v.85, p.1467–1474.
- Dooglas R.G., Moullade M. 1972. Age of the basal sediments on the Shatsky Rise, western North Pacific Ocean. — *Bull. Geol. Soc. America*, v.83.
- Ernst W.Y. 1970. Tectonic contact between the Franciscan Mélange and the Great Valley sequence — crustal expression of a Late Mesozoic Benioff zone. — *J. Geophys. Res.*, v. 75, N 5.
- Flemming N.C., Roberts D.C. 1973. Tectono-eustatic changes in sea level and seafloor spreading. — *Nature*, v.243.
- Hall J.W., Norton N.J. 1967. Palynological evidence of floristic change across the Cretaceous — Tertiary boundary in eastern Montana. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, v.1.
- Hughes N.F. 1974. Angiosperm evolution and the superfluous upland origin hypothesis. — *B. Sahni Inst. Palaeobot. Spec. Publ.*, N 1.
- Jones D.L., Irwin W.P. 1971. Structural implications of an offset Early Cretaceous suture in Northern California. — *Bull. Geol. Soc. America*, v.82, N 4.
- Karig D.E. 1971. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. — *J. Geophys. Res.*, v.76.
- Katz H.R. 1971. Continental margin in Chile — is tectonic style compressional or extensional? — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v.55, N 10.
- Kawai N., Hirooka K., Nakajama T. 1969. Palaeomagnetic and potassium-argon age informations supporting Cretaceous — Tertiary hypothetical bend of the main island. Japan. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, v.6.
- Krassilov V.A. [Красилов В.А.] 1972. Phytogeographical classification of Mesozoic floras and their bearing on continental drift. — *Nature*, v.273.
- Krassilov V.A. [Красилов В.А.] 1973. Climatic changes in Eastern Asia as indicated by fossil floras. I. Early Cretaceous. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, v.13.
- Krassilov V.A. [Красилов В.А.] 1975. Climatic changes in eastern Asia as indicated by fossil floras. II. Late Cretaceous and Danian. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, v.17.
- Larson R.L., Ladd J.W. 1973. Evidence for the opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous. — *Nature*, v.246.
- Levi Beatriz D. 1973. Eastward shift of Mesozoic and Early Tertiary volcanic centers in the Coast Ranges of Central Chile. — *Bull. Geol. Soc. America*, v.84.
- Lipman P.W., Prostka H.J., Christiansen R.L. 1971. Evolving subduction zones in the Western United States, as interpreted from igneous rocks. — *Science*, v.174, N 4011.
- Matthews J.L. a. oth. 1974. Cretaceous drowning of reefs on mid-Pacific and Japanese guyots. — *Science*, v.184, N 4135.
- Smiley Ch. J. 1969. Cretaceous floras of Chandler-Colville region, Alaska: stratigraphy and preliminary floristics. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v.53, N 3.
- Smiley Ch. J. 1972. Plant megafossil sequence, North Slope Cretaceous. — *Geosci. and Man.*, v.4.

- Srivastava S.K. 1970. Pollen biostratigraphy and paleoecology of Edmonton (Maestrichtian), Alberta, Canada. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, v.7, N 3.
- Stanley E.A. 1965. Upper Cretaceous and Paleocene plant microfossils and Paleocene dinoflagellates and hystrichosphaerids from northwestern South Dakota. — *Bull. Amer. Paleontol.*, v.49.
- Suggate R.P. 1972. Mesozoic — Cenozoic development of the New Zealand region. — *Pacif. Geol.*, v.4.
- Tozer D.C. 1973. Thermal plumes in the Earth's mantle. — *Nature*, v.244.
- Uyeda S., Miyashiro A. 1974. Plate tectonics and the Japanese Islands: a synthesis. — *Bull. Geol. Soc. America*, v.85.
- Vogt P.R., Johnson G.L., Holcombe T.L. a. oth. 1971. Episodes of seafloor spreading recorded by the North Atlantic basement. — *Tectonophysics*, v. 12.
- Wellman P., McDougall I. 1974. Cainozoic igneous activity in Eastern Australia. — *Tectonophysics*, v.23.
- Wilson J.T. 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. — *Canad. J. Phys.*, v. 41.
- Wolfe J. 1972. An interpretation of Alaskan Tertiary floras. — In: "Floristics and paleofloristics of Asia and Eastern North America". A. Graham (Ed.). Amsterdam, Elsevier Publ. Co.

В. Н. САКС

### **ЗОНЫ БОРЕАЛЬНОЙ ЮРЫ В ОБЛАСТЯХ, ПРИЛЕГАЮЩИХ К ТИХОМУ ОКЕАНУ**

Как мы показали в палеозоогеографическом исследовании (Сакс и др., 1972а,б), моря, прилегающие к Северному полюсу, были в юрском периоде заселены своеобразной фауной, отличающейся от той, которая жила в морях более низких широт — в Тетисе и в соседних с ним бассейнах. Своеобразие фауны выражалось прежде всего в ее обеднении на уровне видов, родов, семейств, отрядов и даже классов. Вместе с тем в бореальных морях юры присутствуют и эндемичные виды, роды, семейства и надсемейства.

Следует считать, что причиной своеобразия высокоширотных юрских морских фаун, как и наземных флор, были пониженные температуры воздуха и воды в морях, т.е. широтная зональность в распределении животных и растений в юрском периоде. При этом надо учитывать, что Северный полюс в юре был сдвинут в сторону Берингова пролива. Что же касается вероятного смещения отдельных блоков земной коры относительно друг друга в юрском периоде по сравнению с современным положением, то для севера Евразии и Северной Америки это обстоятельство существенной роли в палеозоогеографическом районировании не играло.

Все сказанное дает основание для выделения уже в ранней юре особой Бореальной палеозоогеографической области, а начиная со

средней юры, когда различия тетических и бореальных фаун стали более резкими, особого Бореального палеозоогеографического пояса. С учетом размещения наземных флор этот пояс можно рассматривать как палеобиогеографический.

Различия фаунистических комплексов, обитавших в бореальных и тетических морях, лишают возможности при детальном стратиграфическом расчленении юрских отложений севера Евразии и Северной Америки использовать зональную шкалу европейского стандарта.

Приходится для Бореальной области (пояса) создавать свою самостоятельную зональную шкалу, в которой лишь немногие зоны могут сохранить общие с Европой виды-индексы. Надо заметить, что и в этих случаях речь идет о фаунистических комплексах, отличающихся (обычно за счет обеднения) от комплексов, свойственных данной зоне в Европе. Все же возможности сопоставления между собой зон бореальных и европейских достаточны для того, чтобы можно было перенести установленные в Европе ярусы в Бореальную область (пояс).

Внутри Бореальной области приходится выделять самостоятельные зоны в отдельных палеозоогеографических провинциях, а после обособления Бореального пояса – в отдельных палеозоогеографических областях, характеризующихся своими комплексами фауны. Ниже рассматривается зональное деление юры лишь в регионах, прилегающих к Тихому океану, – Север, Северо-Восток и Дальний Восток СССР, Аляска, северная и западная части Канады, а со средней юры также и Северо-Запад США (табл. 1–3).

В низах нижней юры, в геттангском ярусе, зоны, выделяемые на Северо-Востоке СССР А.А. и А.С. Дагисами (1964), И.В. Полуботко и Ю.С. Репиным (1972), имеют много общего с зонами Западной Европы.

Отличия заключаются в обедненности видового и родового состава аммонитов, отсутствии белемнитов и своеобразии состава двустворчатых моллюсков (присутствие неизвестных в Европе родов *Otapiria* и *Kolymonectes*). Нижняя и верхняя зоны геттанга (*Psiloceras planorbis* и *Schlotheimia angulata*) сохраняют общие с Европой виды-индексы, а средняя зона (в Европе *Alsatites liasicus*), ввиду отсутствия этого рода в Бореальной области (есть сведения о находках лишь *Alsatites* ?), получает новое название – *Waehneroceras frigga*.

За пределами Северо-Востока СССР редкие находки геттангских аммонитов позволяют проследить отдельные зоны на севере Средней Сибири (А.А. Дагис), на Дальнем Востоке (Сей, Калачева, 1974), в Арктической и Западной Канаде (Frebold, 1964).

Синемюрский ярус на Северо-Востоке СССР разделяется И.В. Полуботко и Ю.С. Репиным (1972) на три зоны, из которых нижняя – *Arietites libratus* отвечает зоне *A. bucklandi* в Западной Европе, средняя – *Coroniceras siverti*, судя по находкам в ее отложениях *Coroniceras reynesi* Spath и *Eparietites cf. denotatus* (Simp.), корре-

Таблица 1

Зональное деление нижнеюрских отложений

Ярус	Подъярус	Зоны общей стратиграфической шкалы	Зоны и подзоны Бореальной области
Тоар	Верхний	Dumortieria levesquei Grammoceras thouarsense Haugia variabilis	Pseudolioceras rosenkrantzi Porpoceras polare
	Нижний	Hildoceras bifrons  Harpoceras falcifer  Dactylioceras tenuicostatum	Zugodactylites monestieri Dactylioceras athleticum  Harpoceras falcifer Harpoceras exaratum Eleganticeras elegantulum Tiltoniceras propinquum
Плинсбах	Верхний	Pleuroceras spinatum Amaltheus margaritatus Amaltheus stokesi	Amaltheus viligaensis Amaltheus margaritatus Amaltheus stokesi
	Нижний	Productylioceras davoei Tragophylloceras ibex Uptonia jamesoni	Слои с <i>Productylioceras</i> Слои с <i>Acanthopleuroceras</i> Слои с <i>Uptonia</i> и <i>Polymorphites</i>
Синемюр	Верхний	Echioceras raricostatum Oxynoticeras oxynotum Asteroceras obrusum	Angulaticeras kolymicum
	Нижний	Coenistes turneri Arnioceras semicostatum Arietites bucklandi	Coroniceras siverti  Arietites libratus
Геттанг		Schlotheimia angulata Alsatites liasicus Psiloceras planorbis	Schlotheimia angulata Wahneroceras subrahana Psiloceras frigga

лируется с европейскими зонами *Arnioceras semicostatum*, *Coenistes turneri* и *Asteroceras obtusum*. Верхняя зона — *Angulaticeras kolymicum* — соответствует двум верхним зонам европейского синемюра — *Oxynoticeras oxynotum* и *Echioceras raricostatum*. На Дальнем Востоке СССР, на Аляске, в Арктической и Западной Канаде есть находки синемюрских аммонитов, отвечающие отдельным зонам. При этом в Северной Америке синемюрские аммониты (Friebold,

Таблица 2

Зональное деление среднеюрских отложений

Ярус	Подъярус	Зоны общей стратиграфической шкалы	Зоны и подзоны Бореальной области	
	Верхний	Clydoniceras discus Oxycerites aspidoides	Arctocephalites elegans	Arctocephalites elegans Oxycerites jugatus
Бат	Средний	Tulites subcontractus Gracilisphinctes progracilis	Craniocephalites vulgaris	
	Нижний	Zigzagiceras zigzag	Boreiocephalites pseudoborealis Слои с <i>Lissoceras psilodiscus</i> , <i>Mytiloceras kystatymensis</i>	
Байос	Верхний	Parkinsonia parkinsoni Garantiana garantiana Strenoceras subfurcatum	Слои с <i>Mytiloceras porrectus</i> Слои с <i>Megasphaeroceras</i>	
	Нижний	Stephanoceras humphriesianum Otoites sauzei Sonninia sowerbyi	Слои с <i>Normannites</i> , <i>Arkelloceras</i> , <i>Mytiloceras lucifer lucifer</i> Слои с <i>Tugurites fastigatus</i> , <i>T. costistriatus</i>	
Аален	Верхний	Graphoceras concavum Ludwigia munchisonae	Tugurites tugurensis	Erycitoides howelli
	Нижний	Tmetoceras scissum Leioceras opalinum	Pseudolioceras m'clintocki Слои с <i>Pseudolioceras beyrichi</i>	

1964) больше тяготеют к европейской зональной шкале, чем к установленной на Северо-Востоке СССР.

Нижний подъярус плинсбахского яруса в Бореальной области на зоны пока не расчленяется. Можно выделить лишь слои с *Polymorphites* (Северо-Восток СССР) и *Uptonia* (Дальний Восток СССР, Западная Канада), отвечающие примерно европейской зоне *Uptonia jamesoni*; слои с *Acanthopleuroceras* (Западная Канада) – возможный аналог европейской зоны *Tragophylloceras ibex*; слои с *Prodactylioceras* (Западная и Арктическая Канада), находящиеся на уровне европейской зоны *Pr. davoei*.

Верхний подъярус плинсбахского яруса на Севере, Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР подразделяется А.А. Дагис (19746),

Таблица 3

Зонально-членение верхнеюрских отложений

Ярус	Подъярус		Зоны и подзоны Бореального пояса	
	Зоны общей стратиграфической шкалы			
Волжский	Верхний	<i>Craspedites nodiger</i>	<i>Chetaites chetae</i> <i>Craspedites taimyrensis</i>	
		<i>Craspedites subditus</i>	<i>Craspedites okensis</i> <i>Virgatosphinctes exoticus</i>	
		<i>Kachpurites fulgens</i>		
	Средний	<i>Epivirgatites nikitini</i>	<i>Epivirgatites variabilis</i>	
		<i>Virgatites virgatus</i>	<i>Dorsoplanites sachsi</i> <i>Dorsoplanites maximus</i>	
<i>Dorsoplanites panderi</i>		<i>Dorsoplanites ilovaiskii</i> <i>Pavlovia iatriensis</i>		
Нижний	<i>Subplanites pseudoscythicus</i>	<i>Pectinatites pectinatus</i>		
	<i>Subplanites sokolovi</i>	<i>Subdichotomoceras subcrassum</i>		
	<i>Subplanites klimovi</i>	<i>Eosphinctoceras magnum</i>		
Киммеридж	Верхний	<i>Aulacostephanus autissiodorensis</i>	<i>Streblites taimyrensis</i>	
		<i>Aulacostephanus eudoxus</i>	<i>Aulacostephanus eudoxus</i>	
		<i>Aulacostephanus mutabilis</i>	<i>Aulacostephanus mutabilis</i>	
	Нижний	<i>Rasenia cymodoce</i>	<i>Rasenia borealis</i>	
<i>Pictonia baylei</i>		<i>Pictonia involuta</i>		
Оксфорд	Верхний	<i>Ringsteadia pseudocordata</i>	<i>Amoeboceras ravni</i>	
		<i>Decipia decipiens</i>	<i>Amoeboceras alternans</i>	
		<i>Perisphinctes plicatilis</i>	<i>Amoeboceras alternoides</i>	
	Средний	<i>Cardioceras cordatum</i>	<i>Cardioceras cordatum</i>	<i>Cardioceras cordatum</i>
			<i>Cardioceras percaelatum</i>	<i>Cardioceras percaelatum</i>
			<i>Cardioceras bukowski</i>	<i>Cardioceras gloriosum</i> <i>Cardioceras gloriosum</i>
	Нижний	<i>Quensstedtoceras mariaae</i>	<i>Cardioceras praecordatum</i>	<i>Cardioceras praecordatum</i>
<i>Cardioceras scarburgense</i>			<i>Cardioceras oblitteratum</i>	

Таблица 3 (окончание)

Ярусы	Польярус	Зоны общей стратиграфической шкалы	Зоны и подзоны Бореального пояса
	Верхний	<i>Quenstedticeras lamberti</i> <i>Peltoceras athleta</i>	<i>Eboraciceras subordinarium</i> <i>Longaeviceras keyserlingi</i>
Келловей	Средний	<i>Erymnoceras coronatum</i> <i>Kosmoceras jason</i>	Слои с <i>Rondiceras miluschevici</i> и <i>Erymnoceras</i>
	Нижний	<i>Sigaloceras calloviense</i> <i>Proplanilites koenigi</i> <i>Macrocephalites macrocephalus</i>	<i>Cadoceras emeljanzevi</i> <i>Cadoceras elatmae</i> <i>Arcticoceras kochi</i>

Ю.С. Репиным (1974), И.И. Сей и Е.Д. Калачевой (1974) на три зоны. Нижняя из них — *Amaltheus stokesi*, отвечающая одноименной зоне европейского стандарта, прослеживается очень широко — от севера Средней Сибири до Аляски и Западной Канады. На юге слои с *A. cf. stokesi* (Sow.) доходят до Японии. Следующая зона — *A. margaritatus*, соответствующая одноименной зоне Западной Европы (в объеме подзон *A. subnodosus* и *A. gibbosus*), в пределах СССР распространена столь же широко, но в Америке уже не устанавливается (на Аляске и в Канаде есть лишь слои с *Amaltheus* sp.). Верхняя зона верхнего плинсбаха — *A. viligaensis* — по положению в разрезе сопоставляется с европейской зоной *Pleuroceras spinatum*. Род *Pleuroceras* в Бореальную область не заходил, лишь в Западной Канаде есть находки *Pleuroceras*? (Friebold, Tipper, 1970). Зона *A. viligaensis* известна пока только на Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР.

Нижний тоар на Северо-Востоке СССР делится А.А. Дагис (1974а) на зоны: *Tiltoniceras propinquum* (аналог европейской зоны *Dactylioceras tenuicostatum* *Harpoceras falcifer*), (зона, одноименная европейской), *Dactylioceras athleticum* и *Zugodactylites monestieri*. Последние две зоны коррелируются в Европе с зоной *Hildoceras bifrons*. Зона *Harpoceras falcifer* разделяется А.А. Дагис на подзоны *Eleganticeras elegantulum*, *H. exaratum* и *H. falcifer*, тоже общие с зонами Западной Европы. Верхние три из названных зон прослеживаются и в Средней Сибири, самая верхняя — *Zugodactylites monestieri* — известна на Дальнем Востоке (Сей, Калачева, 1974).

В Северной Аляске есть находки *Dactylioceras*, свойственных нижней зоне европейского тоара *D. tenuicostatum* (Imlay, 1955).

Из Западной Канады описан *Tiloniceras propinquum* — вид-индекс нижней зоны бореального тоара. Указываются из Западной Канады и *Harporceras* (? зона *H. falcifer*), а также *Dactyloceras kanense*, свойственные зоне *D. athleticum* (они отмечены и в Северной Аляске).

В верхнем тоаре нижняя зона *Porporceras polare*, отвечающая в Европе зоне *Naugia variabilis*, распространена тоже широко. Она есть на Северо-Востоке СССР (Полуботко, Репин, 1966; Дагис А.А., 1968), в Арктической и Западной Канаде (Friebold, 1964). Только на Северо-Востоке СССР выделяется верхняя зона верхнего тоара — *Pseudolioceras rosenkrantzi* (предполагаемый аналог зон *Grammoceras thouarsense* и *Dumortieria levesquei* в Европе). Ей могут соответствовать в Северной Америке слои с *Grammoceras*.

Нижний ярус средней юры — ааленский — разделяется в Бореальном поясе на две зоны, отвечающие каждая подъярису. Нижний подъярус аалена — зона *Pseudolioceras m'clintocki* — развит как на Севере, Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР, так и в Арктической Канаде (Friebold, 1964; Сей, Калачева, 1972; Меледина, 1974; Полуботко, Репин, 1974). В Европе зона *Ps. m'clintocki* сопоставляется с зонами *Leioceras opalinum* и *Tmetoceras scissum*. Характерные для европейских зон аммониты указываются и из Аляски, Арктической и Западной Канады (Imlay, 1955; Westermann, 1964; Friebold, Tipper, 1970). В низах зоны *Pseudolioceras m'clintocki* выделяются на Дальнем Востоке слои с *Ps. beyrichi* (Schloenb.), на Северо-Востоке СССР — слои с *Ps. replicatum* Buckm.

К верхнему подъярису аалена на Севере, Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР отнесена зона *Tugurites tugurensis*, коррелируемая с европейскими зонами *Ludwigia purchisonae* и *Graphoceras concavum*. В верхней части этой зоны располагаются слои с *Erycitoides howelli* (White), в Южной Аляске выделенные в особую зону (Westermann, 1964). Слои с *Erycitoides* и *Tugurites* широко распространены на территории Аляски, Арктической и Западной Канады.

Байосский ярус на зоны в Бореальном поясе не делится. В основании нижнего байоса на Севере, Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР И.И. Сей и Е.Д. Калачевой (1972) и И.В. Полуботко и Ю.С. Репиным (1974) помещаются слои с *Tugurites fastigatus* (West.) и *T. costistriatus* (West.), которые на Аляске соответствуют выделенной здесь зоне (*Pseudocidoceras*, заключающей много аммонитов, общих с нижней зоной европейского байоса — *Sonninia sowerbyi* (Westermann, 1969). Более высокие горизонты нижнего байоса на востоке СССР охарактеризованы аммонитами *Bradfordia*, *Normannites*, *Arkelloceras*, *Stephanoceras* (аналог европейских зон *Otoites sauzei* и *Stephanoceras humphriesianum*). Очень характерен для этих горизонтов *Mytiloceras lucifer lucifer* (Eichw.).

В верхнем байосе на востоке СССР аммониты пока неизвестны (Меледина, 1974). Свойственны этим отложениям из белемнитов *Paramegateuthis parabajosicus* Naln., из двустворок *Mytiloceras*

*clinatus* (Kosch.) и др. В Южной Аляске и на западе США выделяются на уровне европейской зоны *Strenoceras subfurcarum* слои с *Megasphaeroceras* — первыми представителями бореального семейства аммонитов *Cardioceratidae*.

В нижнем бате на севере Средней Сибири устанавливаются слои с *Lissoceras psilodiscus* (Schloenb.) и *Mytiloceras kystatymensis* (Kosch.) и выше их, условно на уровне европейской зоны *Gracilispininctes progracilis*, — зона *Boreiocephalites pseudoborealis* (Меледина, 1974). Эта зона обнаружена и в Арктической Канаде (Friebold, 1964). Здесь она, в соответствии с представлениями Д. Калломона для Восточной Гренландии (Callomon, 1959), ошибочно помещается в байос.

К среднему бату на Севере и Северо-Востоке СССР предположительно отнесена зона *Stenoccephalites vulgaris*, коррелируемая, таким образом, с европейской зоной *Tulites subcontractus*. Эта зона прослеживается и в пределах Аляски и Арктической Канады. В Западной Канаде и на западе США ей, возможно, отвечают слои с *Paracephalites* (Friebold, 1964; Imlay, 1967).

В верхнем бате на Севере и Северо-Востоке СССР выделяется зона *Arctoccephalites elegans* с подзонами *Oxycerites jugatus* и *A. elegans* (Меледина, 1974). Первая из подзон параллелизуется в Европе с зоной *Oxycerites aspidoides*, вторая должна соответствовать зоне *Clydoniceras discus*. Слои с *Arctoccephalites* имеются в Арктической Канаде (Friebold, 1964), тогда как в Западной Канаде есть находки *Oxycerites* ex gr. *aspidoides* (Opp.), которые можно сопоставить с формами нижней подзоны зоны *A. elegans* в СССР.

Зональное деление верхней юры в полной мере осуществлено лишь на севере Средней Сибири. В других регионах Бореальной области, прилегающих к Тихому океану, имеются редкие находки аммонитов, которые можно с той или иной степенью надежности привязать к сибирской шкале.

С.В. Мелединой (1974) нижний подъярус келловей делится на зоны *Arcticoceras kochi*, *Cadoceras elatmae* и *Cadoceras emelianzevi*. Первая из них уверенно по находкам *Pseudocadoceras* ex gr. *mundum* Sazon. параллелизуется с зоной *Macrocephalites macrocephalus* европейского стандарта. Средняя соответствует одноименной зоне Восточной Европы, находящейся на уровне зоны *Proplanulites koenigi* Западной Европы, и, наконец, верхняя по своему положению в разрезе может быть сопоставлена с зоной *Sigaloceras calloviense*. Зона *Arcticoceras kochi* прослеживается как на Северо-Востоке СССР, так и на Аляске и в Арктической Канаде. В Западной Канаде и во внутренних районах запада США ей соответствуют слои с *Warrenoceras*. Две верхние зоны сибирского нижнего келловей могут иметь своих аналогов в Арктической и Западной Канаде: первая — в слоях с *Cadoceras* spp. и *Kepplerites* aff. *tichonis* Ravn, вторая — в слоях с *C. septentrionale* Frieb., *Lilloettia* и *Imlayoceras* (Friebold, 1964).

Средний келловей представлен слоями с *Rondiceras milaschevici* Nik. и *Erymnoceras*. В Южной Аляске это – слои с *Pseudocadoceras grewingki* (Imlay, 1967).

Верхний келловей делится С.В. Мелединой на зоны *Longaeviceras keyserlingi* и *Eboraciceras subordinarium*, сопоставляемые в Европе соответственно с зонами *Peltoceras athleta* и *Quenstedtoceras lamberti*.

Нижний подъярус оксфордского яруса разделен В.Г. Князевым (1975) на зоны *Cardioceras obliteratum*, *Cardioceras gloriosum* (с подзонами *C. praecordatum* и *C. gloriosum*), *C. percaelatum* и *C. cordatum*. В Западной Европе зона *Cardioceras obliteratum* сопоставляется с поздоной *C. scaburgense* зоны *Quenstedtoceras mariaae*. Верхняя подзона последней – *Cardioceras praecordatum* – общая с нижней подзоной зоны *C. gloriosum* в Сибири. Верхняя подзона *C. gloriosum* включает много общих элементов с нижней подзоной зоны *C. cordatum* в Европе – подзоной *C. bukowskii*. Две верхние зоны нижнего оксфорда Сибири имеют виды-индексы, общие с видами подзоны зоны *C. cordatum* (с учетом того, что *C. costicardia* Вуцкм. – младший синоним *C. percaelatum* Pavl.). На Аляске и в Канаде устанавливаются аналоги всех сибирских зон нижнего оксфорда: с *Scaburgiceras*, с *Cardioceras gloriosum*, *C. percaelatum* и *C. ex gr. cordatum* (Friebold, Tipper, 1970).

Верхний оксфорд, по данным М.С. Месежниковой (Сакс и др., 1972а), включает зоны *Amoeboceras alternoides*, *A. alternans* и *A. ravni*, сопоставляемые соответственно с зонами европейского стандарта: *Perisphinctes plicatilis*, *Decipia decipiens* и *Ringsteadia pseudocordata*. В зоне *A. alternoides*, после обработки фауны будет возможно выделить подзоны: нижнюю с *Cardioceras (Plasmatoceras)* и *C. (Vertebriceras)* и верхнюю с *A. alternoides*.

В нижнем кимеридже Месежниковым тоже выделяются две зоны: *Pictonia involuta* и *Rasenia borealis*, отвечающие в Европе зонам *Pictonia baylei* и *Rasenia cumodoce*. К востоку от Средней Сибири нижний кимеридж чаще охарактеризован аммонитами *Amoeboceras (Amoebites) kitchini* (Salf.), свойственными обеим зонам этого подъяруса.

Верхний кимеридж включает три зоны, из которых две нижние – *Aulacostephanus mutabilis* и *A. eudoxus* – имеют виды-индексы, общие с европейским стандартом. Верхняя зона – *Streblites tajmyrensis*, по положению в разрезе соответствует европейской зоне *Aulacostephanus autissiodorensis*.

В нижневолжском подъярусе выделенные Месежниковым на Урале две нижние зоны *Eosphinctoceras magnum* и *Subdichotomoceras subcrassum* (аналоги восточноевропейских зон *Subplanites klimovi* и *S. sokolovi*) даже на севере Средней Сибири выявляются лишь по единичным находкам аммонитов. Верхняя зона подъяруса – *Pectinatites pectinatus*, имеющая общий вид-индекс с английской зоной, на Русской равнине отвечает зоне *Subplanites pseudoscythicus*.

Средний подъярус волжского яруса в Сибири Месежниковым расчленяется более дробно, чем в Восточной Европе (Сакс и др., 1972а). Две нижние зоны *Pavlovia iatriensis* и *Dorsoplanites ilovaiskii* параллелизуются с зоной *D. panderi* в стратотипе, две следующие — *D. maximus* и *D. sachsi* — с зоной *Virgatites virgatus* и, наконец, верхняя — *Epirvgatites variabilis* отвечает зоне *E. nikitini* на Русской равнине.

Верхневолжский подъярус нами, Н.И. Шульгиной и другими делится на зоны *Craspedites okensis* (с подзонами *Virgatosphinctes exoticus*, *C. okensis* и *C. originalis*), *C. taimyrensis* и *Chetaites chetae*. Зона *C. okensis* отвечает в Поволжье зонам *Kachpurites fulgens* и *C. subditus*, зона *C. taimyrensis* коррелируется с зоной *C. nodiger*. Зона *Chetaites chetae* либо находится на уровне верхов зоны *C. nodiger*, либо вовсе не имеет аналогов в стратотипе волжского яруса.

Граница юрской и меловой систем проводится между зонами *Chetaites chetae* и *Ch. sibiricus*. Комплекс аммонитов последней имеет уже типичный для берриаса состав (с *Praetollia*, *Subcraspedites*, *Surites* и др.).

## АБСТРАКТ

As shown by V.N. Sachs et al. (1973) peculiar faunas were developing during the whole Jurassic period in the seas adjoining the North Pole. This peculiarity in the faunas was due to lowering in the water and air temperatures prevailing at high latitudes. The Pole position in Jurassic was near the Bering Strait. This may explain the fact of separation of a Boreal paleozoogeographic region in the Early Jurassic time and the paleozoogeographic realm for the Middle Jurassic time. The difference in the faunal assemblages necessitates creation of special zonal scale for the Boreal region. The possibility of reliable correlation of the Boreal zones with those of European standard permits one to reserve the stages common with European ones for the Boreal Jurassic time.

Apart from the author numerous contributors such as T. Birkelund, J.H. Callomon, A.A. Dagis, A.S. Dagys, H. Frebold, R.W. Imlay, J.A. Jeletzky, E.D. Kalacheva, V.G. Knjazev, S.V. Meledina, M.S. Mesezhnikov, I.V. Polubotko, J.S. Repin, N.I. Schulgina, I.I. Sey, G.E.G. Westermann participated in working out the zonal Jurassic scale.

Lower Jurassic: Hettangian: *Psiloceras planorbis*, *Waehneroceras frigga*, *Schlotheimia angulata*; Sinemurian: *Arietites libratus*, *Coroniceras siverti*, *Angulaticeras kolymicum*; Plinsbachian, Lower substage: beds with *Uptonia* and *Polymorphites*, beds with *Acanthopleuroceras*, beds with *Prodactylioceras*, Upper substage: *Amaltheus stokesi*, *A. margaritatus*, *A. viligaensis*; Thoarcian, Lower substage: *Tiltoniceras propinquum*, *Harpoceras falcifer* (with subzones *Eleganticeras elegantulum*, *H. exaratum*, *H. falcifer*), *Dacylioceras athleticum*, *Zugodactylites monestieri*, Upper substage: *Porpoceras polare*, *Pseudolioceras rosenkrantzi*.

Middle Jurassic: Aalenian, Lower substage – *Pseudolioceras m'clintocki*, Upper substage – *Tugurites tugurensis*; Bajocian, Lower substage: beds with *Tugurites fastigatus*, beds with *Normannites* and *Arkelloceras*, Upper substage: beds with *Megasphaeroceras*, beds with *Mytilocerasmus clinatus* Bathonian, Lower substage: beds with *Lissoceras psilodiscus*, zone *Boreiocephalites pseudoborealis*, Middle substage – *Cranocephalites vulgaris*, Upper substage – *Arctocephalites elegans* (with subzones *Oxycerites jugatus* and *A. elegans*).

Upper Jurassic: Callovian, Lower substage: *Arcticoceras kochi*, *Cadoceras elatmae*, *C. emeljanzevi*, Middle substage – beds with *Rondiceras milaschevici*, Upper substage: *Longaeviceras keyserlingi*, *Eboraciceras subordinarium*; Oxfordian, Lower substage: *Cardioceras obliteratum*, *Cardioceras gloriosum* (with subzones *C. praecordatum* and *C. gloriosum*), *C. percaelatum*, *C. cordatum*, Upper substage: *Amoeboceras alternoides*, *A. alternans*, *A. ravni*; Kimmeridgian, Lower substage: *Pictonia evoluta*, *Rasenia borealis*, Upper substage: *Aulacostephanus mutabilis*, *A. eudoxus*, *Strebliites taimyrensis*; Volgian, Lower substage: *Eosphinctoceras magnum*, *Subdichotomoceras subcrassum*, *Pectinatites pectinatus*, Middle substage: *Pavlovia iatriensis*, *Dorsoplanites ilovaiskii*, *D. maximus*, *D. sachsi*, *Epivirgatites variabilis*, Upper substage: *Craspedites okensis* (with subzones *Virgatosphinctes exoticus*, *C. okensis* and *C. originalis*), *C. taimyrensis*, *Chetaites chetae*.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дагис А.А. 1968. Тоарские аммониты (Dactylioceratidae) Севера Сибири. – Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 40.
- Дагис А.А. 1974а. Тоарские аммониты (Hildoceratidae) Севера Сибири. – Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 99.
- Дагис А.А. 1974б. Новая схема детальной стратиграфии верхнеплинсбахских отложений Северо-Востока СССР. – Геология и геофизика, № 11.
- Дагис А.А., Дагис А.С. 1964. О несостоятельности выделения нижнего плинсбахского подъяруса на Северо-Востоке СССР. – Геология и геофизика, № 2.
- Князев В.Г. 1975. Аммониты и зональная стратиграфия нижнего оксфорда Севера Сибири. М., "Наука".
- Меледина С.В. 1974. Проблемы стратиграфии средней юры и келловея Бореального пояса. – Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 136.
- Полуботко И.В., Репин Ю.С. 1966. Стратиграфия и аммониты тоарского яруса центральной части Омолонского массива. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 19.
- Полуботко И.В., Репин Ю.С. 1972. Зональное расчленение и аммониты нижнего лейаса Северо-Востока СССР. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 20.
- Полуботко И.В., Репин Ю.С. 1974. Биостратиграфия ааленского яруса Северо-Востока СССР. – Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 136.
- Репин Ю.С. 1974. Представители Amaltheidae из верхнеплинсбахских отложений Северо-Востока СССР и их стратиграфическое значение. – Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 136.

- Сакс В.Н., Дагис А.А. и др. 1972а. Совещание по биостратиграфии морского мезозоя Сибири и Дальнего Востока. — Геология и геофизика, № 7.
- Сакс В.Н., Шульгина Н.И. и др. 1972б. Граница юры и мела и берриаский ярус в Бореальном поясе. Новосибирск, "Наука".
- Сей И.И., Калачева Е.Д. 1972. Биостратиграфия среднеюрских отложений Дальнего Востока. — Геология и геофизика, № 2.
- Сей И.И., Калачева Е.Д. 1974. Биостратиграфия нижнеюрских отложений Дальнего Востока. — Геология и геофизика, № 4.
- Callomon J.H. 1959. The Ammonite zones of the Middle Jurassic Beds of East Greenland. — *Geol. Mag.*, v. 96, N 6.
- Frebold H. 1964. Illustrations of Canadian Fossils. Jurassic of Western and Arctic Canada. — *Geol. Surv. Canada, Paper*, 63—4.
- Frebold H., Tipper H.W. 1970. Status of the Jurassic in the Canadian Cordillera of British Columbia, Alberta and Southern Yukon. — *Canad. J. Earth Sci.*, N 1.
- Imlay R.W. 1955. Characteristic Jurassic mollusks from Northern Alaska. — *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 274—D.
- Imlay R.W. 1967. Twin Creek Limestone (Jurassic) in the Western Interior of the United States. — *Geol. Surv. Profess. Paper*, N 540.
- Westermann G. 1964. The Ammonite fauna of the Kialagvik formation at Wide Bay, Alaska Peninsula. Pt 1. Lower Bajocian (Aalenian). — *Bull. Amer. Paleontol.*, v. 47, N 216.
- Westermann G. 1969. The Ammonite fauna of the Kialagvik formation at Wide Bay, Alaska Peninsula. Pt 2. *Sonninia sowerbyi* Zone (Bajocian). — *Bull. Amer. Paleontol.*, v. 57, N 255.

К. И. КУЗНЕЦОВА

## ФОРАМИНИФЕРЫ ВОЛЖСКОГО ЯРУСА НА МАДАГАСКАРЕ

Завершающий этап юрской истории характеризовался отчетливой дифференциацией палеозоогеографических областей и связанной с ней дифференциацией и фауны фораминифер (Gordon, 1970; Басов, Вахрамеев, Крымголец и др., 1972; Dilley, 1973).

В шельфовых осадках арктических морей обитал тип фауны фораминифер, получивший по своему составу наименование нодозариидово-аммодисцидовый. В бореальных акваториях был распространен нодозариидово-эпистоминидовый тип, в Тетическом бассейне — цикламминово-павонитидовый (Басов, Вахрамеев, Крымголец и др., 1972).

По своему систематическому составу первые два типа фауны, хотя и различаются рядом ведущих компонентов, все же легко сопоставляются друг с другом, в то время как цикламминово-павонитидовый тип крайне специфичен и его отличия от первых двух типов проявляются не только на видовом, но и на более высоком таксономическом уровне. В геохронологическом аспекте первые два типа характеризовали отложения волжского века, тетические же сообще-

ства развиты в осадках титонского яруса<sup>1</sup>. Естественно, что в пределах огромных акваторий каждой из этих палеозоогеографических областей наблюдалась значительная пестрота фациальных обстановок, наложившая свой отпечаток на характер фаунистических сообществ. Однако при всей специфичности бентосных фораминифер различных участков бассейна различия их носят второстепенный характер, благодаря присутствию в комплексах эврифациальных форм. Это обстоятельство создает возможность корреляции дробных стратиграфических подразделений по фораминиферам в пределах Бореально-Атлантической и Арктической областей, т.е. в областях развития осадков волжского яруса (Кузнецова, 1969; Даин, Кузнецова, 1971). Наиболее сложным и спорным вопросом является сопоставление этих сообществ с тетическими, характеризующими титонский ярус. Территориальное распространение последнего, по существующим представлениям, значительно превосходит распространение волжских осадков, и соответственно цикламминово-пованитидовый тип фауны фораминифер должен превалировать по своему распространению над нодозариидово-аммодисцидовым и нодозариидово-эпистоминидовым типами фауны.

В этой связи несомненный интерес представляют данные по развитию фораминифер в южном полушарии, в Антибореальной, или Нотальной, области. Уже давно в литературе имеются сведения о нахождении в верхнеюрских отложениях к югу от области Тетиса нодозариидо-эпистоминидового типа фауны. Указанные фауны, хотя и не в "чистом" виде, а с отдельными тетическими элементами, встречаются в Сомали (Macfadyen, 1935), Мозамбике, Танзании (Sigal, 1974), Египте (Said, Barakat, 1958), Северо-Западной Индии (Subbotina a. oth., 1960) и на Мадагаскаре (Espitalié, Sigal, 1963). Последнее местонахождение характеризуется наиболее обильными сообществами фораминифер, детально изученными указанными авторами из отложений кимериджа и волжского (?) яруса (по стратиграфической схеме Эспиталье и Сигаля - кимериджа - портланд-титона (Espitalié, Sigal, 1963).

Сравнительное изучение систематического состава позднеюрских фораминифер Англии, Польши, севера Сибири, Русской платформы и Мадагаскара выявило исключительное сходство сообществ двух последних территорий. Так, в отложениях волжского яруса Русской платформы представители семейства *Nodosariidae* составляют 74%

<sup>1</sup> По принимаемой в настоящее время стратиграфической концепции волжский ярус в составе трех подъярусов и девяти аммонитовых зон принимается для Бореального пояса (в составляющих ее Арктической и Бореально-Атлантической областях). Одновозрастные волжскому ярусу отложения титонского яруса принимаются для области Тетиса (Южная Европа, Средиземноморье). Портландский ярус Северо-Западной Европы признан невалидным, поскольку верхняя его часть представлена пресноводными отложениями пурбека.

от всего состава комплекса, на Мадагаскаре в разновозрастных осадках - 77%. Семейство Lituolidae составляет 7% в комплексах Русской платформы и 10% на Мадагаскаре, Textulariidae не превышают 2% на Русской платформе и 3% на Мадагаскаре. Представители агглютинирующих семейств составляют на Русской платформе 17%, на Мадагаскаре - 16%. Соответственно формы с секреторной раковиной достигают 83% на Русской платформе и 84% на Мадагаскаре. Хотя эти сравнительные данные представляются достаточно выразительными, однако сопоставление процентных соотношений выскоких таксонов (семейств, родов) в комплексах столь удаленных территорий не может дать полной картины сходства их комплексов. Для этого необходимо сравнение видового состава последних. Из 99 видов фораминифер, приводимых указанными авторами из киме-ридж-волжских(?) отложений Мадагаскара, более 40% являются общими с видами Русской платформы и частично севера Сибири. Следует оговориться, что если судить по списочному составу, то сообщества мадагаскарских фораминифер существенно отличаются от известных в пределах Бореального пояса. Однако сравнение известных бореальных видов с приводимыми в монографии Эспиталье и Сигаля (1963) изображениями стереопар мадагаскарских раковин позволяет выявить их большое сходство, а во многих случаях и тождество с бореальными, хотя многие мадагаскарские формы описаны под новыми видовыми наименованиями либо приведены под номерами без видовых определений. Все сравниваемые виды, присутствующие в разрезах верхней юры Мадагаскара и Русской платформы, можно подразделить на три группы: первая включает 27 видов, общих для этих территорий и определяемых одинаково, в том числе 12 видов, установленных впервые на территории Русской платформы. В состав указанной группы входят виды: *Trochammina neocomiana* Mjatl., *Haplrophragmoides excavata* var. *umbilicatula* Dain, *Lenticulina subtilis* (Wisn.), *L. sculpta* Mitjan., *L. subalatiformis* Dain, *L. lithuanica* (Brückm.), *L. quenstedti* (Gümb.), *L. besairiei* Esp. et Sigal, *L. catascopium* Mitjan., *Astacolus dorsoarcuratus* (Wisn.), *A. insecta* (Schwag.), *Saraceneria pravoslavlevi* Furss. et Pol., *Marginulinopsis embaensis* (Furss. et Pol.), *M. mjatliukae* (Schokhina), *Marginulina gracilissima* (Reuss), *Marginulinita pyramidalis* (Koch.), *Citharina raricostata* (Furss. et Pol.), *C. intumescens* (Reuss) var. *culter* (Furss. et Pol.), *C. sparsicostata* (Reuss), *C. recta* (Reuss) var. *tenuistriata* Chapm., *C. cristellarioides* (Reuss), *Vaginulina* aff. *kummi* Eichenb., *Tristix suprajurassica* (Paalz.), *Geinitzinita nodulosa* (Furss. et Pol.), *Citharinella pectinatimornata* (Esp. et Sig.), *Limnulina praelonga* Ten Dam, *Pseudonodosaria tutkowskii* (Mjatl.), *Mironovella alveolata* (Mjatl.) var. *madagascariensis* Esp. et Sigal.

Вторая группа объединяет 15 видов, также общих для рассматриваемых территорий, но определяемых и называемых по-разному. К ним принадлежат: *Ammobaculites aequale* (Roem.), определяемый у нас как *Orbignynoides suaequilis* (Mjatl.); *Lenticulina bifurcilla* Bart. et Brand, называемая у нас *Lenticulina kuznetsovae* Uman.; *Lenti-*

*culina* sp. 129 — часть изображенных представителей этого вида относится к выделенной Е. Мятлюк *L. ponderosa* Mjatl.; *L. colligoni* Esp. et Sigal, — вид крайне изменчивый и широко понимаемый его авторами, включающий, по нашему мнению, часть форм, относящихся к *Saracenaria mirabilissima* Furss. et Pol., а часть — к *S. kostromensis* (Uman.); *Astaculus vacillantes* Esp. et Sigal, известный на Русской платформе как *A. gerassimovi* (Uman.); *Citharina flexuosa* (Brückm.), широко распространенная на Русской платформе под названием *Planularia tricarinella* (Reuss); *C. thoerenensis* Bart. et Brand, определяемая у нас чаще как *C. paucistriata* (Reuss); *Fronicularia* sp. 133, известная на Русской платформе как *Citharinella postrhomboidalis* K. Kuzn. et Uman.; *F. hexacarinata* Esp. et Sigal., определяемая как *Ichtiolaria tjumenica* Tytkina; *Epistomina omninoreticulata* Esp. et Sigal, называемая у нас чаще *Hoeglundina biumbonata* (Mjatl.); *Reinholdella "rjasanensis"* Uhlig — *Pseudolamarckina pseudorjasanensis* Dain и др.

Третья группа включает шесть форм, представленных викарирующими видами на Мадагаскаре и Русской платформе. В их числе *Planularia jucunda* K. Kuzn. — *P. madagascariensis* Esp. et Sigal, *Flabellamina lidiae* Furss. et Pol. — *Flabellamina patula* Esp. et Sigal, *Lenticulina uralica* (Mjatl.) — *L. andromede* Esp. et Sigal и др. Необходимо отметить, что все перечисленные виды встречаются на Русской платформе и Мадагаскаре на одних и тех же стратиграфических уровнях.

Характерно, что большинство общих видов принадлежит к семейству Nodosariidae и обладает узким стратиграфическим диапазоном. Однако наряду с общими чертами рассматриваемых сообществ имеются и различия. Они проявляются в основном не в видовом составе общих родов, а в присутствии в мадагаскарских разрезах ряда специфических тетических форм. Последние хотя и малочисленны, но существенны, поскольку речь идет о родах, не встречающихся или крайне редких в волжских и кимериджских отложениях Борзального пояса. К ним относятся присутствующие в разрезах Мадагаскара *Trocholina* sp. 656, *Spirillina tenuissima* Gumb., *Spirillina* sp. 124, *Gaudryina hawkinsi* Cushm., *Neoflabellina* sp. 2381, *Marsonella metaeformis* Esp. et Sigal. В количественном отношении перечисленные формы составляют меньшинство (не более 10%).

Анализируя систематический состав фораминифер поздней юры Мадагаскара, нельзя не обратить внимание на последовательность смены сообществ на определенных стратиграфических рубежах. Стратиграфическое подразделение кимериджского и волжского (?) (портландского) ярусов, обоснованное Эспиталье и Сигалем по аммонитам, состоящим исключительно из тетических форм, четко, но весьма своеобразно характеризуется сменой видовых сообществ фораминифер.

В основании кимериджского яруса здесь вымирают 29 видов фораминифер, существовавших в более древних осадках, и возникают 39 видов, получающих в кимеридже свое развитие. Лишь 9 видов

фораминифер кимериджа продолжают встречаться в более молодых осадках. Следует отметить, что контрастность этой границы в известной мере может быть связана с отсутствием в разрезах Мадагаскара верхнеоксфордских и, возможно, самых низких горизонтов нижекимериджских отложений, присутствие которых не подтверждено аммонитами. Граница между кимериджем и волжским (?) ярусом вообще не фиксируется по изменению состава фораминифер — ни один вид не вымирает и не возникает на этом рубеже. Однако на границе с верхним портландом (средневожское время) преобразования в составе фораминифер весьма отчетливы: здесь исчезают 27 и появляются 49 новых видов фораминифер, подавляющее большинство которых продолжает свое развитие в берриасе. Напомним, что аналогичные изменения кимериджских и волжских фаун фораминифер, хотя и выраженные в иных количественных сочетаниях, наблюдаются на этих рубежах и на Русской платформе, в Англии и Польше, где ранневожская фауна фораминифер имеет отчетливо унаследованный от кимериджской систематический состав с очень незначительным обновлением комплексов за счет новых видов. Гораздо более резкой является следующая граница — нижнего и среднего подъяруса волжского яруса, — которая на Русской платформе в стратотипическом разрезе последнего весьма отчетлива (здесь исчезают 19, появляются 72 вида). В Англии этот рубеж настолько четко отмечается сменой состава фаунистических сообществ, в том числе и фораминифер, что по принимаемой английскими стратиграфами схеме именно он считается верхней границей кимериджского яруса. Аналогичная картина развития фораминифер наблюдается в Центральной и Северной Польше.

Таким образом, при сравнении мадагаскарских сообществ фораминифер с бореально-атлантическими обнаруживается не только значительное сходство их систематического состава, несомненно принадлежащего к одному нодозариндово-эпистоминидовому типу фауны, но и аналогичные закономерности в количественных и качественных изменениях на протяжении кимериджского и волжского времени. Иными словами, наблюдается явно биполярное развитие фораминифер в кимеридж-волжских осадках Бореальной и Антибореальной (Нотальной) областей. Природа биполярного развития фораминифер может иметь различные толкования. Одно из них связано со смещением материковых глыб (Басов, Вахрамеев, Крымголы и др., 1972). В.А. Басов с соавторами (1972) на основе анализа фаунистических, флористических, палеотемпературных и палеомагнитных данных и опирающихся на них палеогеографических реконструкций рассматривают область современного распространения бореальных (холодолюбивых ?) фаун в южном полушарии, как лежавшую в юрское время в субтропических широтах, не южнее 30–40° ю.ш. Смещение Индии в низкие широты, а Австралии и юга Южной Америки в высокие широты произошло значительно позже — в кайнозое. Проникновение бентосных фаун из Бореальной области в южное полушарие через акватории Тетиса могло быть связано с течениями

и миграцией фораминифер на значительных глубинах. Эта точка зрения находит подтверждение в палеогеографических реконструкциях Дейли (Dille, 1973) для поздней юры. Хотя подобная интерпретация представляется убедительной, она еще не дает ответа на все вопросы, требующие, по-видимому, дополнительного изучения. Так, если на Мадагаскаре, в Египте, Сомали, Мозамбике, Танзании, Южной Америке наблюдаются в конце юры характерные для Бореально-Атлантической и Арктической областей типы фауны бентосных фораминифер, то как увязывается это с присутствием в этих осадках аммонитов и белемнитов тетического состава? (Espitalié, Sigal, 1963; Gordon, 1970). Последнее обстоятельство создает значительные трудности для стратиграфических корреляций, при которых опираться исключительно на фораминиферы (к тому же только бентосные!) было бы, конечно, рискованно. Однако представляется, что уже сейчас имеется достаточно данных о распространении в Антибореальной области фораминифер бореального и арктического типов, характеризующих в северном полушарии отложения волжского яруса, что говорит с достаточной убедительностью о возможности выделения в южном полушарии осадков этого яруса с сохранением за ним соответствующего наименования. Этот вопрос выходит за рамки чисто номенклатурного или терминологического спора о том, какое наименование дать верхнему ярусу юрской системы<sup>1</sup>. Разные области распространения в палеоакваториях, различный тип седиментогенеза, присущий каждой из них, и как следствие этого резко различный состав фаун создают пока труднопреодолимые сложности в корреляции титонских и волжских отложений. Но ясно одно — пространственное распространение последних соизмеримо с титонскими, а волжские фаунистические сообщества значительно превосходят титонские по своему систематическому разнообразию и обилию.

## А Б С Т Р А К Т

The end the Jurassic time was characterized by distinct differentiation of paleobiogeographical areas and related differentiation of foraminiferal faunas. In shelf sediments of the Arctic seas there was a type of foraminiferal fauna called, by its composition, Nodosariido-Ammoscidic. In the Boreal aquatorias the Nodosariido-Epistominidic type of fauna was distributed, whereas in the Tethys basin — the Cyclammino-Pavonitidic one. By their systematic composition the first two types, though differing in a number of significant components, can be correlated to one another, where-

<sup>1</sup> Пространственное развитие того или иного яруса не является единственным критерием его валидности в качестве единого подразделения международной стратиграфической шкалы. Однако это обстоятельство, несомненно, должно использоваться при определении названия верхнего яруса юрской системы.

as the Cyclammino-Pavonitidic type of fauna is extremely specific and differs from the two above at a high taxonomic level. In the geochronological aspect the first two types characterize the deposits of the Volgian stage, Tethys assemblages being developed in sediments of the Tithonian stages. Worth attention is that the common feature of the above foraminiferal faunas is their ecological nature: the vast majority of Late Jurassic foraminifera had the bottom mode of life. However, wide migrations and some euryfacial forms available enable us to carry out telecorrelation of detailed stratigraphic subdivisions within the Boreal-Atlantic and Arctic areas, i.e. within the development areas of the Volgian stage. The most complicated and disputable is the correlation of the latter to the Tithonian stage. According to the present-day concepts, space distribution of the Tithonian exceeds considerably the distribution of the Volgian stage, this being a significant argument for establishing a universal upper stage of the Tithonian Jurassic system. In this relation the data on the evolution of Late Jurassic foraminifera in the Southern Hemisphere, Antiboreal or Notal areas are of interest. It has been established that the Boreal-Arctic fauna of foraminifera of the *Nodosariido-Epistominidic* type with sporadic Tethys elements had been observed in Somali, Egypt, North-West India and on the Madagascar where Late Jurassic assemblages of foraminifera are especially abundant and diverse. Comparison of Kimmeridgian and Volgian (?) foraminifera of the Madagascar (those studying the fauna Espitalié and Sigal attribute the Kimmeridgian, Portlandian and Tithonian to the stratigraphic scheme) to the synchronous assemblages of England, Siberia and the Russian platform revealed an exceptional similarity between the faunas of the latter territories. Thus, representatives of the *Nodosariidae* family reach 74% of the whole assemblage on the Russian platform, 77% on the Madagascar. The *Lituoliidae* family makes up 7% in the assemblages of the Russian platform, and 10% on the Madagascar; *Textularidae* does not exceed 2% on the Russian platform and 3% on the Madagascar. Besides the similarity of the percent ratio of high taxons, a great resemblance of specific assemblages has been recorded as well. Over 40% of 99 species known in Kimmeridgian and Volgian (?) rocks of the Madagascar are common with those from synchronous deposits of the Russian platform. 27 species of them are common and defined similarly, 15 species, though common, are defined differently on the Russian platform and Madagascar; 3 species from the Madagascar have vicarious forms on the Russian platform. Worth attention is that besides common forms present on the Madagascar and Russian platform, the same succession of changing the foraminiferal assemblages is observed at the boundary of the Kimmeridgian-Volgian stages and within the latter. The most significant transformations take place at the base of the Kimmeridgian and the boundary of the lower and middle substages of the Volgian stage. The Kimmeridgian-Volgian boundary is not clear enough: early Volgian assemblages of fora-

minifers have an inherited from Kimmeridgian faunas character. A similar picture can be recognized in England and Central Poland.

Thus, the similar by composition fauna of foraminifers following in its evolution the general regularities in the Boreal-Arctic and Arctic areas on the one hand, and the Antiboreal and Notal areas on the other hand, allows a conclusion of its bipolar development. An analysis of paleofaunistic, paleotemperature, paleomagnetic and other data enables us to think that the area of recent distribution of Kimmeridgian-Volgian (?) sediments in the Southern Hemisphere at the given geological time was in subtropical latitudes (30–40° L.S.). Much later, at the beginning of cenozoic, due displacement of blocks, it occupied the present-day position. Distribution of benthonic faunas could have occurred through migrations of foraminifers at the juvenile stage of a test that has a high floatability and penetration of cold-loving foraminifers to considerable depth via the Tethys area.

These data show that the distribution of Volgian deposits is commensurable with Tithonian ones, and the Volgian assemblages were considerably more abundant and diverse than the Tithonian ones. At present there are reliable data on distribution of foraminifers of the Boreal and Arctic types characterizing the Volgian deposits of the Antiboreal area in the Northern Hemisphere. This testifies to the possibility of distinguishing sediments of the Volgian stage in the Southern Hemisphere, their names being retained.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Басов В.А., Вахрамеев В.А., Крымголец Г.Я. и др. 1972. Проблема перемещения материков в юрском и меловом периодах по палеобиогеографическим данным. – В сб. "Палеонтология. Междунар. геол. конгр., XXIV сессия, докл. сов. геологов": проблема 7. М., "Наука".
- Дайн Л.Г., Кузнецова К.И. 1971. Зональное расчленение стратотипического разреза волжского яруса по фораминиферам. – *Вопр. микропалеонтол.*, вып. 14.
- Кузнецова К.И. 1969. Сопоставление киммериджского, волжского и портуландского ярусов по фораминиферам (по материалам Англии и Русской платформы). – *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 10.
- Dilleu F.C. 1973. Larger foraminifera and seas through time. – *Spec. Pap. Palaeontology*, v. 9, N 12 "Systematics Association Publication". London.
- Espitalie J., Sigal J. 1963. Contributions des foraminifères du Jurassique supérieurs et du Neocomien du Bassin Majunga (Madagascar). – *Ann. géol. Madagascar*, fasc. XXVII, Trananarive.
- Gordon W.A. 1970. Biogeography of Jurassic Foraminifera. – *Bull. Geol. Soc. America*, v. 81, N 6.
- Mascadyen W. A. 1935. In "The geology and paleontology of British Somaliland", pt. 2.
- Said R., Barakat M. 1958. Jurassic microfossils from Gebel Maghara, Sinai, Egypt. – *Micropaleontology*, v. 4, N 3.

- Sigal J. 1974. Comments on Leg 25 Sites in relation to the Crataceous and Paleogene Stratigraphy in the Eastern and Southeastern Africa coast and Madagascar regional setting. — Initial Reports Deep-Sea Drilling Project, XXV. Washington, U.S. Govt Print. Office.
- Subbotina N.N., Datta A.K., Srivastava B.N. 1960. Foraminifera from the Upper Jurassic deposits of Rajasthan (Jaisalmer) and Kutch India. — Bull. Geol. Mining and Metallurg. Soc. India, N 23.

М. А. ПЕРГАМЕНТ

## ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕРХНЕГО МЕЛА СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ПО ИНОЦЕРАМАМ

Изучение стратиграфического распространения важнейших (в том числе зональных) видов иноцератов в опорных разрезах и подразделениях верхнего мела регионов севера Атлантической и Тихоокеанской областей показывает реальную возможность единого зонального расчленения по этой группе верхнемеловых отложений северного полушария. Анализ состава иноцератов различных палеофаунистических регионов (провинций) подчеркивает как сходство, так и специфику выделяющихся в них в настоящее время дробных подразделений. Разное число принимаемых разновозрастных зон, помимо изученности, прямо отражает особенности развития иноцератов этих провинций и является следствием возникновения в них параллельных ветвей идиоадаптаций, модификаций и т.д.

Ряд последовательных этапов в развитии иноцератов прослеживается на широких территориях (несколько континентов) и определяет возможность выделения одних и тех же зон как подразделений международной стратиграфической шкалы. Одновременность стратиграфических границ таких зон как рубежей этапов эволюции иноцератов доказывается в регионах общностью состава и последовательности руководящих видов, а также сходством морфологических изменений их иноцератов, что удовлетворяет, таким образом, главному условию зонального расчленения. Наряду с этим в пределах провинций (или их частей) отмечаются отдельные интервалы развития иноцератов (как и других групп), которые пока не удается проследить более широко. Такие интервалы и рубежи специфического развития иноцератов, как правило, лежат в основе выделения региональных зон (или "рен") каждой провинции.

При отсутствии надежных сведений о составе и стратиграфическом распространении иноцератов в стратотипах ярусом верхнего мела (Sornay, 1959) общая схема зонального расчленения приобретает чисто эмпирический характер. Полученные таким способом данные подчеркивают прежде всего рубежи развития иноцератов, отвечающие намеченным в регионах ярусным границам. Синхронность

этих рубежей с ярусными устанавливается не только по последовательной смене видов (комплексов) и сходными изменениями иноцерамов, но и составом сопровождающих и встреченных совместно с ними аммонитов, белемнитов, морских ежей и др.

Особенно четко ярусные рубежи изменений иноцерамов устанавливаются всюду между альбом и сеноманом, сеноманом и туроном, коньяком и сантоном. Менее резки изменения иноцерамов пограничных зон турона — коньяка, сантона — кампана, кампана — маастрихта. Природа этих различий заключается, по-видимому, в особенностях развития иноцерамов в фазах расцвета и спада их видообразования (Пергамент, 1967). В то же время неясность сантонкампанской и кампан-маастрихтской границ в большой степени обусловлена их еще недостаточной обоснованностью по разным группам.

Нижняя граница верхнего отдела меловой системы во всех районах северного полушария определяется полным исчезновением позднеальбских *Inoceramus concentricus* Park., *I. sulcatus* Park. и других и появлением ранних представителей группы *I. crippsi*, вымиранием ашеллиин, появлением акантоцератид и существенным обновлением десмоцератид, белемнитов и др.

Зональное расчленение сеномана, несмотря на сравнительно большое число известных из этих отложений видов, затрудняет их еще недостаточная изученность в Западной Европе и прилегающих районах. Нижние подразделения сеномана тихоокеанских районов и юга Северной Америки также бедны остатками иноцерамов. В хорошо изученных районах СССР, ГДР, Канады и США намечаются три интервала развития сеноманских иноцерамов, но из них только верхний может быть сейчас включен в единую шкалу в качестве зоны *Inoceramus pictus* (см. таблицу).

Граница между сеноманским и туронским ярусами (или зоной *pictus* и сменяющей ее зоной *Inoceramus labiatus*) отвечает рубежу между фазами видообразования и характеризуется полным обновлением состава видов иноцерамов. Известны предложения начинать турон по первому появлению *I. labiatus* Schloth. (Seitz, 1959), как это практически часто и делается. Нельзя, однако, забывать при этом два момента, которые и вызывают расхождения в оценках положения этой границы, объема зоны *labiatus* и вышележащих, нередко одноименных региональных зон. Это, во-первых, несовпадение тейльзон зонального вида в конкретных разрезах (районах). Во-вторых, неохарактеризованность иноцеерами нижних слоев турона Русской платформы (зона *Actinosamae plenus triangulus*), стратотипических районов Европы (пленусовая зона, зона *Metoicoceras*) и разрезов США и Канады.

Исходя из развития иноцерамов, нижнюю границу турона правильнее совмещать с основанием зоны *labiatus*, а нижележащие слои европейских разрезов, относимые к турону по содержащимся в них редким *I. pictus bohemicus* Leonh. и формам с признаками как *I. pictus* (s.l.), так и *I. labiatus* (Tröger, 1967), включать еще в зону *pictus*.

## Иноцерамовые зоны верхнего мела северного полушария

Ярус	Зоны ранга международной шкалы	Региональные зоны (рены)		
		Европа	Северная Америка	Север Тихого океана
Маастрихт	"I". tegulatus	"I". tegulatus	"I". fibrosus	"I". ex gr. tegulatus – I. kusiroensis
	-----	-----		I. shikotanensis I. balticus
Кампан	?	I. azerbaijanensis	?	I. schmidti
	?		?	?
Сантон	I. patootensis	Marsupites	I. patootensis – I. simpsoni	I. patootensis – I. orientalis matsumotoi
	I. cordiformis	I. cordiformis	I. cordiformis – I. platinus	I. transpacificus
	I. unduloplicatus	I. unduloplicatus	I. unduloplicatus	I. unduloplicatus
Коньяк	I. involutus	I. subquadratus I. involutus	I. subquadratus I. involutus	I. involutus
	I. deformis – I. wandereri	I. köneni I. deformis (schloenbachi)	I. deformis I. erectus	I. stantoni
Турон	I. woodsi	I. woodsi	I. aff. perplexus	I. lamarcki
	I. lamarcki	I. lamarcki	I. cuvieri	
	I. labiatus	I. labiatus	I. labiatus	I. labiatus
Сеноман	I. pictus	I. pictus	I. pictus – I. prefragilis	I. nipponicus I. scalprum
	-----	-----	I. pennatulus	I. pennatulus I. aff. crippei

Кроме названной зоны в туроне северного полушария обычно выделяется широкая зона *Inoceramus lamarcki*. Она отвечает фазе расцвета иноцерамов одноименной группы и включает в отдельных районах разное число интервалов развития ее отдельных ветвей и основанных на них рен. В настоящее время всюду в ней отчетливо прослеживаются два цикла (и основанных на них зон) и два рубежа в развитии иноцерамов: нижний — ему отвечает граница зоны *labiatus* и собственно зоны *lamarcki*, верхний — отделяет от последней зону *Inoceramus woodsi*.

Тройное деление турона хорошо устанавливается в большинстве районов Атлантической и Тихоокеанской областей и, вероятно, в дальнейшем может быть детализировано за счет зоны *lamarcki*. Разнообразный состав иноцерамов последней увеличивают многочисленные викарирующие и местные формы, а в отдельных районах и характерные другие виды. Поэтому имеется широкий выбор индексов для обозначения этой зоны или выделяющихся в ее пределах региональных зон (*I. apicalis*, *I. falcatus* и др.), которые справедливо считаются приблизительно одновозрастными, но достаточных доказательств синхронности их границ еще нет.

Границе турона и коньяка отвечает рубеж, разделяющий зону *woodsi* и вышележащую зону *Inoceramus deformis* (или *I. schloenbachi* или *I. wanderegi*). На этом уровне в эволюции иноцерамов проявляется тенденция развития инволютной или ступенчатой раковины. И хотя в начале коньяка еще существует ряд позднетуронских видов и появляются новые, названные изменения преобладают, подчеркивая стратиграфическую границу между ярусами. Здесь же меняется состав морских ежей, позднетуронских аммонитов зоны *woodsi* (*Subprionocyclus*, *Lewesiceras* и других) сменяют типичные для раннего коньяка *Prionocycloceras*, *Peroniceras*, *Barroisiceras*, *Borissiakoceras* и др.

В немецких и близких к ним схемам зона *deformis* (= *schloenbachi*) традиционно относится к турону, а коньякский ярус часто понимается в объеме одной зоны *I. involutus* (Seitz, 1965). С этими положениями нельзя согласиться, так как в СССР, а также в США (Scott, Cobban, 1964) аммониты, с которыми ассоциируются *I. deformis* Meek и другие виды одноименной зоны, всюду являются раннеконьякскими (Пергамент, 1967, 1969).

Второй не менее выразительный рубеж — вымирание большинства раннеконьякских видов и широкое расселение *Inoceramus involutus* Sow. и его модификаций. Он принимается в качестве границы зон *deformis* и *involutus*, которые определяют объем коньякского яруса и подразделяются в некоторых атлантических и тихоокеанских районах еще на ряд плохо коррелирующихся региональных зон. На Кавказе (Дагестан) и в ФРГ, например, первая включает две иноцерамовые рены (снизу): *I. deformis* (= *I. schloenbachi*), *I. köneni*, а вторая три — *I. mantelli*, *I. involutus*, *I. subquadratus*, из них две последние известны и на западе США. Однако выделение в верхней части коньяка зоны *I. subquadratus* затрудняется тем, что ее вид-

индекс еще не установлен на севере Тихого океана, западе Канады либо его стратиграфическое положение в некоторых районах не вполне ясно (верхний коньяк — нижний сантон?), либо этот вид встречается в одних слоях с *Inoceramus percostatus* Müll., *I. involutus* Sow. (Дагестан, Русская платформа и др.).

Более отчетлив интервал развития иноцерамов, ассоциирующихся с *I. köneni* Müll. На западе США отвечает региональная зона *I. imbonatus* (Cobban, 1951), а на Тихоокеанском побережье СССР ему, по-видимому, может соответствовать верхняя часть (или подзона *I. multiformis*) региональной зоны *I. stantoni* (в настоящее время еще нельзя доказать их точное соответствие). Вполне вероятно, что дальнейшие исследования позволят рассматривать региональные зоны *I. köneni*, *I. subquadratus* Европы и Северной Америки в качестве зон единой шкалы.

Граница между коньякским и сантонским ярусами (или зонами *I. involutus* и *I. undulatoaplicatus*) — один из наиболее резких рубежей в развитии иноцерамов, определяемый и характеризующийся полным обновлением состава их видов. В сантоне северного полушария по развитию иноцерамов прослеживаются три зоны (снизу): *I. undulatoaplicatus*, *I. cordiformis*, *I. patootensis*. Синонимом первой во многих европейских районах являются рены *I. cardissoides*, *I. pachtii*, объемы которых разными авторами понимаются различно. В тихоокеанских районах и на западе США виды этих региональных зональных подразделений неизвестны.

Наиболее дискуссионной остается оценка объема средней зоны сантона и определение верхней границы яруса (или зоны *patootensis*). В том, что развитие *I. cordiformis* Woods и сопутствующих видов одноименной зоны отвечает концу раннего и началу позднего сантона, убеждает и состав аммонитов, белемнитов и морских ежей, ассоциирующихся с иноцерамами этой зоны в Европе и Северной Америке. По положению в ряду зон (Matsumoto, 1971) ей может соответствовать тихоокеанская рена *I. transpacificus*, а стратиграфический диапазон индекса-вида зоны *cordiformis* в Калифорнии нельзя считать выходящим за пределы средней части сантона.

Неясность сантон-кампанской границы в стратотипических районах по разным группам фауны усугубляется морфологическим разнообразием сфеноцерамов группы *Inoceramus lobatus* — *I. patootensis* — *I. lingua*, заканчивающих на этом уровне свое развитие. Состав и последовательность даже основных видов группы, широко распространенных в северном полушарии, трактуются разными авторами весьма различно. Все это не позволяет пока точно установить положение верхней границы сантонского яруса по иноцерамам, но несомненно, что развитие упомянутой их ветви заканчивается в основном в позднем сантоне и в кампан переходят лишь формы, близкие к *Inoceramus lingua* Goldf. (s.l.).

Для кампанского и маастрихтского ярусов сейчас нельзя указать единых иноцерамовых зон. Специфика разновозрастных фаунистических комплексов различных областей и провинций северного по-

лушария указывает на ухудшение в это время связей между позднесенонскими бассейнами. Это подчеркивается преобладанием в кампане на севере Тихого океана радиально-ребристых иноцерамов (группы *Inoceramus schmidti*, *I. sachalinensis* и др.), а в Западной Европе и в районах Тетиса – сложной группы *I. balticus*. Виды именно этих групп обосновывают зональное расчленение в каждой из областей и провинций. Но если на севере Тихого океана можно твердо указать положение редких здесь форм группы *I. balticus*, то изученность позднесенонских групп иноцерамов Западной Европы и Северной Америки еще столь низка, что дробное расчленение кампанмаастрихтских толщ по этим двустворчатым моллюскам пока неосуществимо, являясь задачей будущего.

Установление общих этапов и рубежей в развитии иноцерамов кампана и маастрихта требует дальнейших исследований. Сходство в характере морфологического развития параллельных позднесенонских иноцерамов Атлантической и Тихоокеанской областей подтверждает, например, группа радиально-скульптурированных иноцерамов кампана – нижнего маастрихта Европы и Северной Африки (Seitz, 1970). Соответствует и общее стратиграфическое распределение ее пока немногочисленных форм и названных выше тихоокеанских групп. Поэтому едва ли можно сомневаться в том, что в дальнейшем, когда более полно будет выяснен не только состав иноцерамов кампана – маастрихта различных регионов, но и последовательность их возрастных комплексов, появятся реальные возможности прослеживания особенностей и рубежей их эволюционного (морфологического) развития и отвечающих им зональных границ. В этом убеждает и тот факт, что во многих регионах распространена группа "*I*". *tegulatus* (s.l.), обозначающая верхнюю зону верхнего маастрихта северного полушария.

Материалы геологических работ и литературные данные не оставляют сомнений, таким образом, в первостепенном значении иноцерамов и анализа их развития для дробной периодизации разнофациальных отложений верхнего мела. В то же время проблемы палеонтологической характеристики стратотипических разрезов ярусов верхнего мела не позволяют в настоящее время указать в них объемы большинства рассмотренных выше иноцерамовых зон. Это особенно показательно для приграничных зон тех ярусов, которые первоначально понимались в качестве местных историко-геологических комплексов. Поэтому, а также при отсутствии единой методики зонального расчленения пока не наблюдается полного совпадения оценки во времени даже одноименных зональных подразделений различных районов. В одних схемах они принимаются равными подъярусам, в других – их частям. Из литературы невозможно выяснить принципы и обоснование подъярусного расчленения, отличающегося от французской схемы. Анализ показывает, что большинство таких подразделений фактически соответствует объемам региональных зон данных районов или полным стратиграфическим диапазонам распространения характерных для них видов разных групп.

Идентичная последовательность зон, эмпирически полученная в разных районах, вскрывает ошибочность различной принимаемой для них в разных странах временной оценки. Существующие расхождения в понимании объемов некоторых ярусов и положения уровней ярусных границ, определяющихся последовательностью одних и тех же зон, могут быть устранены на основе правила приоритета или исходя из соглашений на основе ревизии стратотипов, которые на сегодняшний день изучены еще совершенно недостаточно.

Вместе с тем не остается сомнений в том, что иноцерамы, наряду с аммонитами, являются по существу зональной группой ископаемых фаун, позволяющей с успехом проводить единое детальное расчленение и корреляцию осадочных толщ верхнего мела обширных территорий. Намеченные и кратко охарактеризованные выше зоны верхнего мела северного полушария в дальнейшем будут детализированы и дополнены. Но уже теперь ясно, что эти зоны, основанные на определенных и широко прослеживаемых интервалах развития зональной группы, фактически отвечают понятию зоны как пятого (наименьшего) подразделения международной стратиграфической шкалы.

#### А Б С Т Р А К Т

The study of the composition and stratigraphic succession of inoceram species in sections of various paleofaunistic regions (provinces) of the Northern Hemisphere showed both the specific character and the similarity of adopted at present detailed subdivisions. Besides the state of knowledge, the distinguished synchronous zones reflect the peculiarities of the evolution of inocerams in these provinces and are a result of appearance in them of idioadaptations, modifications, etc. Therefore, under a zone as a unit of the stratigraphic scale is meant a series of rocks deposited during a certain stage of development of a corresponding group of fauna limited by its breaks, this stage being traced over vast areas. Synchronicity of the stratigraphic boundaries of such zones as the turning point in the evolution of inocerams can be confirmed by not only the common composition and succession of some key species, but the similarity of morphological changes of their inocerams, satisfying, thus, the chief requirement of the zonal subdivision.

The specific evolution of inocerams (as well as other groups), its breaks being not yet traced beyond these provinces, can be considered in regional subdivisions; each of them is limited by such breaks. Such a regional zone is given an abbreviated term — "rena".

Without reliable data inocerams in the stratotypes of Upper Cretaceous stages (Sornay, 1959), the general scheme of zonal subdivision is purely empirical. The data so received emphasize, first of all, the turning points

in the evolution of inocerams corresponding everywhere to the stage boundaries between the Albian and Cenomanian, the Cenomanian and Turonian, Coniacian and Santonian. Less pronounced are changes in inocerams in the boundary zones of the Turonian-Coniacian, Santonian-Campanian, Campanian-Maestrichtian (see Pergament, 1976). The synchronicity of these turning points with the stage borders is established not only according to a successive change of species (complexes) and morphology of inocerams, but the composition of associated ammonites, belemnites, echinoids, etc. At the same time, the Santonian-Campanian and Campanian-Maestrichtian boundaries are not clear yet, as they have not been studied thoroughly enough.

Proceeding from the evolution of inocerams and tracing the boundaries in the Upper Cretaceous of the Northern Hemisphere, the following zones can be outlined at present: *Inoceramus pictus* – Upper Cenomanian, *I. labiatus* – Lower Turonian, *I. lamarcki*, *I. woodsi* – Upper Turonian, *I. deformis* (or *I. schloenbachi* or *I. wandereri*) – Lower Coniacian, *I. involutus* – Upper Coniacian, *I. undulatoaplicatus*, *I. cordiformis*, *I. patootensis* – Santonian, "*I.*" *tegulatus* – Upper Maestrichtian. The establishment of common intervals and breaks in the evolution of inocerams of the Campanian and Maestrichtian requires further studying. The specific character of synchronous faunistic complexes of various provinces testifies to deterioration of communications between Late Senonian basins.

Gaps in the paleontological characteristics of the stratotypes of the Upper Cretaceous stages do not enable at present to show the position of the most of the abovementioned zones. This is especially representative of the near-boundary zones of those stages that were originally adopted as local historico-geological complexes. Therefore, as well as in case of absence universal methods of the zonal subdivision, no complete coincidence of evaluation in time even of the like zones different regions has been observed. The identical succession of zones obtained empirically in different regions, reveals the errors in their different time evaluation.

Inocerams, along with ammonites, are, in fact, a zonal group of fossil faunas that enable a successful detailed subdivision and correlation of Upper Cretaceous strata with different facies on vast territories. On the basis of definite and widely traced intervals in the evolution of inocerams, the zones practically correspond to the meaning of a zone as the fifth (the least) unit of the International stratigraphic scale.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Пергамент М.А. 1967. Этапность развития *Inoceramus* в свете абсолютной геохронологии. – Палеонтол. журн., № 1.
- Пергамент М.А. 1969. Зональные подразделения мела Северо-Востока Азии и сопоставление с американской и европейской шкалами. – Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

- Cobb an W.A. 1951. Colorado shale of central and northern Montana and equivalent rocks of Black Hills. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 35.
- Matsumoto T. 1971. A monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido. Part V. — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D, v. XXI, N 1.
- Scott G.R., Cobb an W.A. 1964. Stratigraphy of the Niobrara formation at Pueblo, Colorado. — U.S. Geol. Surv., Profess. Paper, 454-4.
- Seitz O. 1959. Vergleichende stratigraphie der Oberkreide in Deutschland und in Nord-Amerika mit Hilfe der Inoceramen. — Sistema Cretacico, v. I. Mexico.
- Seitz O. 1965. Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. Teil II. — Beih. Geol. Jahrb., Bd. 69.
- Seitz O. 1970. Über einige Inoceramen aus Oberen Kreide. 2. Die Muntigler Inoceramen-fauna und ihre Verbreitung in Ober-Campan und Maastricht. — Beih. Geol. Jahrb., Bd. 86.
- Sor n a y J. 1959. Les faunes d'Inocerames du Crétacé supérieur français. — Camp. rend. Congr. Soc. savantes Paris. Colloque sur Crétacé supérieur français. Paris.
- T r ö g e r K.-A. 1967. Zur Paläontologie Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman und Turon). Teil I. Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans bis Turons Mitteleuropas. — Abh. Staatl. Mus. Miner. und Geol. Dresden, H. 12.

А. Ф. ХЛОНОВА

## МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЛОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

### ВВЕДЕНИЕ

Биологические особенности растительных организмов позволяют использовать их ископаемые остатки для широкой межрегиональной и межконтинентальной биостратиграфической параллелизации. Касаясь своеобразия растительных организмов, Э. Майр (1968) отмечает, что прикрепленные к субстрату растения, в отличие от подвижных животных, обладая обширным генофондом всех членов популяции, могут приспосабливаться к разнообразным условиям среды. Поэтому многим видам растений, находящимся на стадии прогрессивной эволюции, свойственна биологическая пластичность, выживаемость в изменяющихся условиях среды и способность широко расселяться. При отсутствии механических преград, таких, как высокие горные хребты, крупные глубоководные бассейны, эти растения могли проникать в различные географические широты.

Расселению растений в меловом периоде мог способствовать более теплый по сравнению с современным климат с небольшим температурным градиентом между экваториальной и полярными обла-

тиями, как показывают палеоклиматологи по анализу климатических индикаторов и определению палеотемператур меловых бассейнов.

Богатство систематического состава палинологических комплексов, широкое распространение одних и тех же видов спор и пыльцы в заведомо различных климатических поясах согласуется с представлениями о теплом, ровном климате мелового периода и о биологической пластичности меловых растений.

## МАТЕРИАЛ

Палинологические исследования меловых континентальных отложений Сибири и Дальнего Востока и обзор опубликованных палинологических материалов по этим районам (Хлонова, 1974) показывают, что споры и пыльца, обладающие невыразительными морфологическими признаками, трудно различимы как систематические единицы и могут включать различные, весьма крупные естественные таксоны растений. Хорошо известны продолговатые, с заостренными или округленными концами пыльцевые зерна *Ginkgoaceae-Cycadaceae-Bennetitaceae*, однолучевые гладкие бобовидные споры *Polypodiaceae* (и некоторые *Gleicheniaceae*), округлые, с многочисленными складками смятия или разорванные зерна *Taxodiaceae-Cupressaceae*. В противоположность им споры и пыльца оригинального строения некоторых формальных родов хорошо различаются и прослеживаются в пространстве и во времени. Распространение некоторых видов формальных родов спор и пыльцы показано на рис. 1-4.

Раннемеловые споры *Aequitriradites verrucosus*, *A. spinulosus*, *Tribolospores trioreticulosus*, *Pilosisporites verus* и *P. trichopapillosus* (см. рис. 1) распространены почти повсеместно. Они отмечаются в неокомских комплексах на различных континентах, но существуют в течение всего раннего мела и спорадически отмечаются в верхнемеловых отложениях.

Менее широко распространены, но также на разных континентах, споры *Coptospora paradoxa*, *Rouseisporites triangularis* и *R. involucratus*. Они существовали значительно более короткое время. Эти споры, появляясь в некоторых случаях в апте, существуют в основном в альбе и доживают, по-видимому, до сеномана (см. рис. 2). Приблизительно на таком же стратиграфическом уровне, но с еще более узким возрастным диапазоном, встречены споры *Lophotriletes babsae* (см. рис. 2). В Северной Америке (Brenner, 1963; Singh, 1971), Европе (Kemp, 1970) и Казахстане (Обоничкая, 1971) немногочисленные находки спор этого вида ограничены альбом. Такие споры имеются в альб-сеноманских отложениях на р. Кие в Западной Сибири.

Интересный ареал, охватывающий приэкваториальные районы Южной Америки и Африки, Северную Африку, Казахстан и Западную Сибирь, имеют пыльцевые зерна формального рода *Auriculiidites* (см.

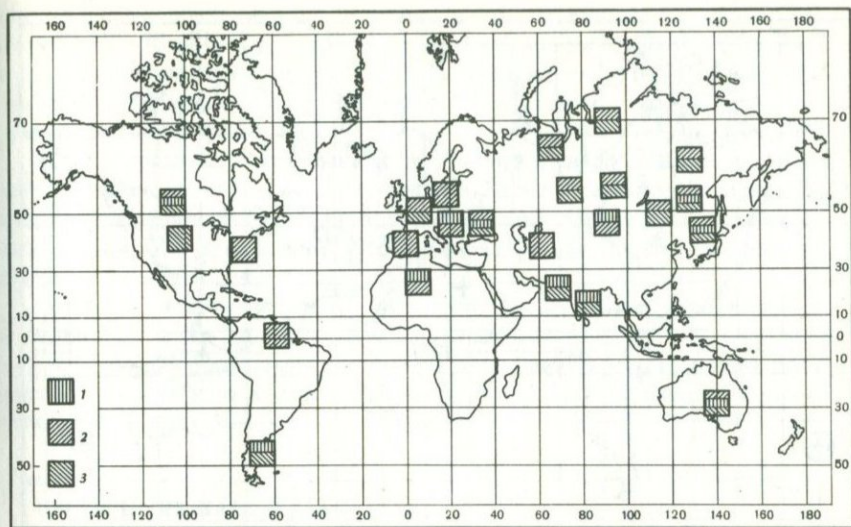


Рис. 1. Распространение в неокомских отложениях спор

1 – *Trilobosporites trioreticulosus* Cookson et Dettmann; 2 – *Pilosporites verus* Delcourt et Sprumont, *P. trichopilosus* (Thiergart) Delcourt et Sprumont, *P. notensis* Dettmann; 3 – *Aequitriradites spinulosus* (Cookson et Dettmann) Cookson et Dettmann, *A. verrucosus* (Cookson et Dettmann) Cookson et Dettmann

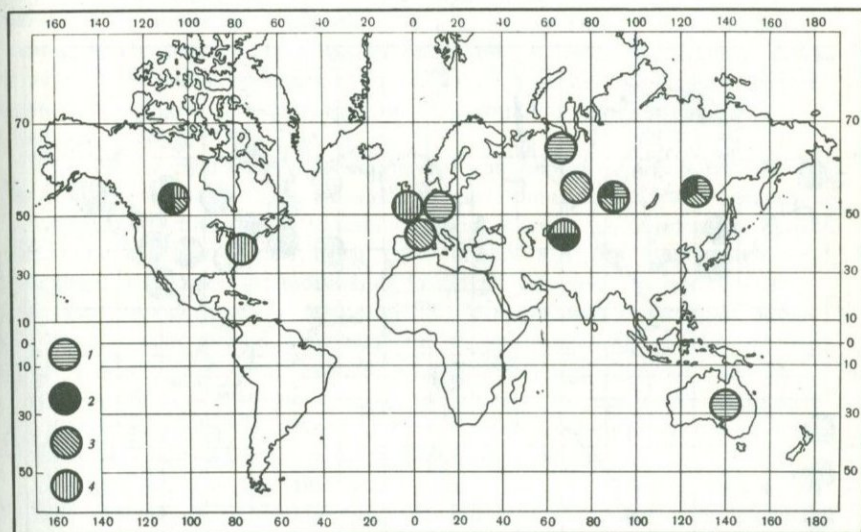


Рис. 2. Распространение в апт-альб-сеноманских отложениях спор

1 – *Coptospora paradoxa* (Cookson et Dettmann) Dettmann; 2 – *Rouseisporites triangularis* Pocock; 3 – *Rouseisporites involucreatus* Chlonova; 4 – *Lophotriteles babsae* (Brenner) Singh

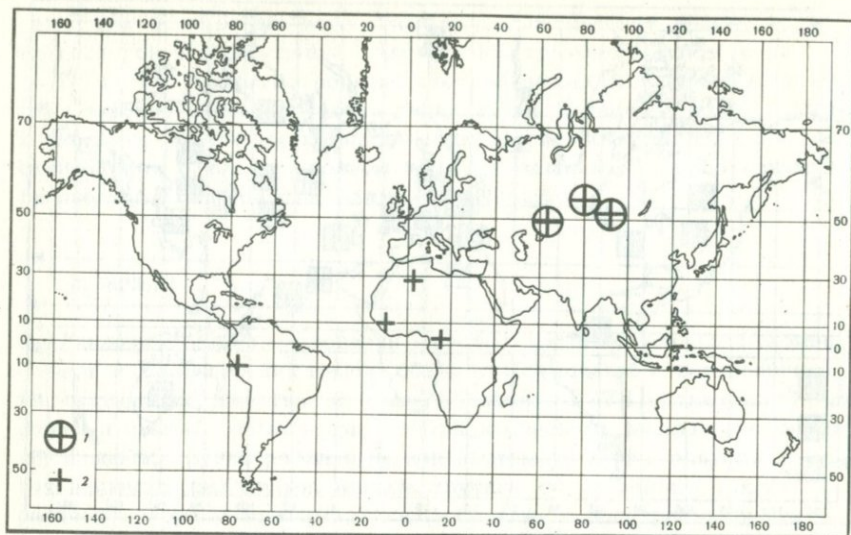


Рис. 3. Распространение в коньяк-сантон-кампанских (частично маастрихтских) отложениях пыльцы

1 - *Auriculiidites sibiricus* Chlonova; 2 - другие виды *Auriculiidites*

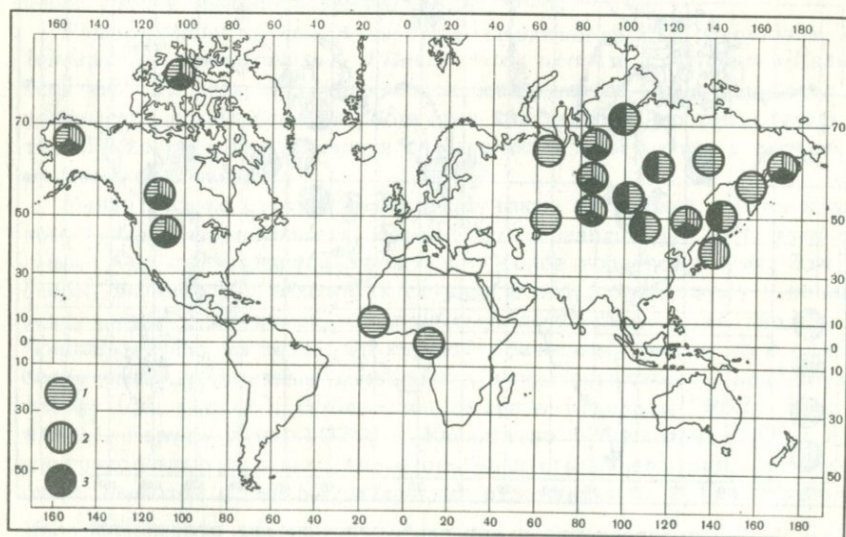


Рис. 4. Распространение в маастрихтских отложениях пыльцы

1 - *Aquilapollenites*; 2 - *Orbiculapollis globosus* Chlonova; 3 - *Wodehouseia spinata* Stanley

рис. 3). Они обнаружены в коньяк-сантон-кампанских отложениях до нижнего маастрихта. Наиболее близки морфологически перуанский и западносибирский виды этого рода. Африканские виды *Auriculiidites* более вариабельны, но укладываются в один и тот же стратиграфический интервал.

В маастрихтских отложениях на севере Северной Азии и Северной Америки до островов Арктической Каналы достигают максимума разнообразия весьма оригинальные типы пыльцы покрытосемянных *Aquilapollenites unicus*, *Wodehouseia spinata* и *Orbiculapollis globosus* (см. рис. 4).

В общем можно заметить, что степень детальности расчленения и дальность корреляции по данным палинологического анализа показывают противоположные тенденции: детальность расчленения возрастает от нижнего к верхнему мелу, тогда как дальность корреляции уменьшается.

### ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Пыльца и споры, обнаруживаемые в отложениях, неодинаковы по своему значению для решения трех взаимосвязанных задач — расчленения, корреляции и определения возраста отложений. Эти задачи решаются обычно на основе количественного и качественного состава компонентов спорово-пыльцевых комплексов. Однако количественное содержание различных групп спор и пыльцы часто зависит от фациальных особенностей и поэтому может быть использовано при стратификации местных разрезов. Количественные соотношения компонентов спорово-пыльцевых комплексов оказываются менее полезными при корреляции отложений отдельных регионов (Меннер, 1962).

Это имеет существенное значение при определении возраста континентальных толщ по палинологическим данным. Возраст спорово-пыльцевых комплексов устанавливается обычно на основании сравнения его состава с составом комплексов, которые изучены в отложениях, надежно датированных морской фауной. Но состав спор и пыльцы, и особенно количественное содержание отдельных компонентов, существенно различаются в разнофациальных толщах, особенно в морских и континентальных отложениях. Обилие каждого таксона спор или пыльцы связано не только со временем расцвета продуцировавших его растений, но и с установлением условий, благоприятных для накопления и сохранения мiosпор.

Споры и пыльца независимы от фаций только в том смысле, что производившие их растения существовали не на месте аккумуляции осадка. Во время разноса, оседания и захоронения в осадочной толще происходила дифференциация спор и пыльцы, а затем избирательное сохранение в различных осадочных породах.

Возраст спорово-пыльцевых комплексов в континентальных образованиях может быть установлен сопоставлением с комплексами

из отложений, датированных фауной не по доминирующим таксонам, а по таким общим компонентам, которые в стратиграфической колонке занимают небольшой интервал и хорошо различаются по морфологическим признакам среди прочих видов спор и пыльцы. Такие виды очень полезны в качестве руководящих. В меловых отложениях такую роль выполняют споры и пыльца формальных родов.

При попытке оценить пригодность дисперсных спор и пыльцы для биостратиграфической параллелизации приходится учитывать особенности и возможности палинологического анализа. Палеопалинологический анализ — один из частных случаев палеонтологического метода. Многие приемы биостратиграфического анализа, рассматриваемые Д.Л. Степановым (1958), вполне применимы к палинологическим данным.

Некоторые виды спор и пыльцы присутствуют только в палинологических комплексах определенных стратиграфических подразделений и не переходят в пограничные покрывающие и подстилающие отложения. Они являются руководящими формами. Например, пыльца *Auriculiidites sibiricus* встречается в сенонских отложениях, исключая маастрихт, в Западной Сибири и в Средней Азии, эквивалентные другие виды этого рода имеются в коньяк-сантон-кампанских до нижнемаастрихтских отложениях Африки и Южной Америки. Споры *Rouseisporites involucratus* встречаются в альбских комплексах Сибири, Дальнего Востока и Северной Америки, отчасти заходя в апт и сеноман.

Другие элементы относятся к контролирующим формам. Например, виды формальных родов *Aequitriradites*, *Trilobosporites* и *Filosiosporites* появляются в берриасе и валанжине, но достигают особого разнообразия в готериве и барреме, сохраняясь нередко в вышележащих нижнемеловых толщах.

В спорово-пыльцевых комплексах имеются появляющиеся в рассматриваемом стратиграфическом подразделении элементы, например пыльца *Ulmoideipites* в маастрихте Сибири и Дальнего Востока, сохраняющаяся и в палеогеновых отложениях. В меловых комплексах много доживающих форм, существовавших еще в юрском периоде, большую долю из них составляют транзитные виды.

Все перечисленные элементы имеются в меловых спорово-пыльцевых комплексах. Но типичных руководящих спор и пыльцы мало. Использовать палинологические остатки для выделения маркирующих горизонтов удается редко. При определении возраста и корреляции отложений палинологи имеют возможность пользоваться близкородственными видами, а не только тождественными.

Естественные таксоны растений трудно установить по оболочкам меловых спор и пыльцы. Изучение видовых отличий пыльцы современных растений показывает, что у видов они очень незначительны и не всегда надежно улавливаются. Поэтому виды пыльцы или спор, входящие в формальные роды, вероятнее всего, характеризуют не один вид, а группу близкородственных видов. Продолжительность существования таких искусственных группировок, как виды формаль-

ного рода, может оказаться значительно большей, чем время существования производивших их биологических видов растений. Это осложняет использование палинологических видов для дробных стратиграфических подразделений, но способствует межрегиональным и межконтинентальным корреляциям.

В отдельных частях крупного региона и в смежных регионах имеются споры и пыльца с одним и тем же, нередко оригинальным планом строения. Морфологическое единство, по-видимому, не случайно, оно отражает более или менее близкие родственные связи. Единый план строения могли иметь родственные виды, роды, а возможно, и семейства. Существование в меловых комплексах спор или пыльцы одного и того же морфологического типа, обычно связанных промежуточными формами, можно объяснить тем, что, по всей вероятности, в это время были широко распространены процветающие, хорошо приспособленные к имевшимся условиям родственные и, возможно, скрещивающиеся между собой группы растений. Споры и пыльцу таких морфологических типов можно использовать для широкой биостратиграфической параллелизации в качестве хороших хронологических критериев.

Таким образом, последовательность смены одних спор и пыльцы другими в спорово-пыльцевых комплексах, отражая эволюционные преобразования материнских растений, проявляется как появление, обилие и исчезновение определенных видов и морфологических типов. Однако повышенное содержание отдельных таксонов не всегда отражает расцвет их и общие тенденции изменения состава флоры. Последние могут определяться и условиями, в которых формировались комплексы. При межрегиональных корреляциях меловых отложений по палинологическим данным во внимание должны приниматься в первую очередь руководящие виды и сочетания появляющихся, процветающих и исчезающих форм, диапазон существования которых прослежен в различных районах земного шара.

### ПРИМЕРЫ КОРРЕЛЯЦИИ

В Зей-Буреинском районе на Дальнем Востоке был установлен альбский, включающий частично апт и сеноман, спорово-пыльцевой комплекс с *Coptospora paradoxa*, *Rouseisporites involucratus*, *Rouseisporites triangularis* и другими видами спор и пыльцы более широкого возрастного диапазона. По систематическому составу спор и пыльцы с ним сравнивается альб-сеноманский (?) комплекс, установленный в меловых отложениях на р. Кие в Западной Сибири (Хлонова, 1974). Отсутствие в кийском комплексе некоторых спор формальных родов, наиболее полно развитых в нижнемеловых отложениях и встречающихся в зей-буреинском комплексе, объяснялось несовпадением нижних возрастных границ сравниваемых отложений. По общей систематическому составу и по присутствию *Rouseisporites triangularis*, *Rouseisporites involucratus* и *Lophotriletes babsae* эти

комплексы сопоставляются с альбскими комплексами формаций Пис Ривер в штате Альберта (Singh, 1971) и Сван Ривер в штатах Саскачеван и Манитоба (Playford, 1971) Канады. Их нижние возрастные границы также не совпадают с отложениями, в которых установлен кийский комплекс.

В сенонских домастрихтских континентальных отложениях Западной Сибири, в Чулымско-Енисейском районе, в нескольких местонахождениях были установлены спорово-пыльцевые комплексы с пыльцой *Auriculiidites*. Эта пыльца и значительное развитие покрытосемянных в комплексах существенно иного состава позволяют проводить биостратиграфическую параллелизацию с кампанскими отложениями формации Вивиан в Перу (Elsik, 1964), с коньяк-нижесантонскими отложениями Пуан-Кларет в Габоне (Boltenhagen, 1965), с нижнемаастрихтскими и маастрихт-кампанскими отложениями в Сенегале (Jardiné et Magloir, 1965) в Западной Африке.

Континентальные маастрихтские отложения верхнесымской подсвиты, цагаянской, линденской свит и других континентальных и прибрежно-морских отложений Сибири и Дальнего Востока коррелируются по наличию в комплексах *Wodehouseia spinata*, *Orbiculapollis globosus*, *Aquilapollenites* и морфологических типов пыльцы, включающих многочисленные виды этих формальных родов. Аналогичные спорово-пыльцевые комплексы маастрихтского возраста позволяют коррелировать с ними отложения формаций Хэлл-Крик, Эдмонтон и Лэнс в районе Скалистых гор в Северной Америке (Stanley, 1965; Srivastava, 1966; Tschudy, 1969; Leffingwell, 1971), Принс Крик (Tabbert, 1967) и отложения Колвилл (Tschudy, 1969) на Аляске, Эурека Саунд в Арктической Канаде (Hills, Wallace, 1969), а также отложения Хакобути на о-ве Хоккайдо в Японии (Takahashi, 1970).

## АБСТРАКТ

1. Introduction. Theoretical ground for an interregional correlation of deposits on the basis of fossil plant remains lies in a slow rate of evolution, and in extensive genic supply the same as in climate environments during Cretaceous facilitated of spread and wide distribution of plant species. Palynological records are applicable for biostratigraphical correlation well as the other fossils.

2. Actual data. Review of Cretaceous spore and pollen assemblages of Siberia and Far East reveals an importance of some of the form-genera of spores and pollen for long-distance correlation. Such miospores have a peculiar morphology and are well traced in space and time. The comparison of the records *Aequitriradites*, *Trilobosporites*, *Pilososporites*, *Roussisporites*, *Coptospora paradoxa*, *Lophotriletes babsae*, *Auriculiidites*, *Aquilapollenites*, *Wodehouseia*, *Orbiculapollis* and other spore-pollen species in Cretaceous deposits of North Asia to with identical records from close in age deposits in another regions of the world permits long-distance correlations.

3. Correlation of the deposits. Subdivision, correlation, and age determination represent three connected problems which are solved by an analysis of the composition of spore and pollen assemblages. Key species and morphological types of spores pollen have a great importance for the palynological correlation of the deposits. The same key species in deposits, dated by marine fauna help to state a precise stratigraphical position of nonmarine deposits. According to actual palynological data detailed subdivision and remoteness of stratigraphical correlations are unequal in the Lower and Upper Cretaceous deposits.

4. Examples of correlations. Neocomian assemblages with *Aequitriradites*, *Trilobosporites* and *Pilosporites* are distributed almost everywhere in the world. Albian and Cenomanian assemblages with *Coptospora paradoxo*, and with *Rouseisporites triangularis*, *Rouseisporites involucreatus*, *Lophotriletes babsae* are distributed in Australia, North Asia, Europa and North America. Coniacian, Santonian, Campanian (an partly Maestrichtian) assemblages of diverse composition and with *Auriculiidites*-pollen are known from equatorial regions of South America and Africa, North Africa, Kazakhstan and West Siberia. Maestrichtian assemblages with *Aquilapollenites unicus*, *Wodehouseia spinata* and *Orbiculapollis globosus* are distributed in Siberia, Far East, and North America including Canadian Arctic Archipelago.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Майер Э. 1968. Зоологический вид и эволюция. Пер. с англ. под ред. В.Г. Гептнера и В.Н. Орлова. М., "Мир".
- Меннер В.В. 1962. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 65.
- Обоничкая Е.К. 1971. Род *Apiculatisporites*. — В кн. "Споры и пыльца юры и раннего мела Средней Азии". — Труды ВНИГНИ, вып. 104.
- Степанов Д.Л. 1958. Принципы и методы биостратиграфических исследований. — Труды ВНИГРИ, вып. 113.
- Хлонова А.Ф. 1974. Палинология меловых отложений Сибири и Дальнего Востока. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 96.
- Boltenhagen E. 1965. Introduction à la palynologie stratigraphique du bassin sédimentaire de l'Afrique Equatoriale. Colloque International de Micropaléontologie (Dakar, 1963). — Мém. Bur. Rech. géol. et minières, N 32.
- Brenner G.J. 1963. The spores and pollen of the Potomac Group of Maryland. — Bull. Maryland Dept Geol., Mines and Water Resources, N 27.
- Elsik W.C. 1964. A new sporomorph genus from eastern Peru. — Pollen et spores, v. VI, N 2.
- Hills L.V., Wallace S. 1969. *Paraalnipollenites*, a new form genus from Uppermost Cretaceous and Paleocene rocks of Arctic Canada and Russia. — Contribs Canad. Paleontology, Bull., Geol. Surv. Canada, N 182.
- Jardiné S., Magloir L. 1965. Palynologie et stratigraphie du Crétacé des bassins du Senegal et de Côte d'Ivoire. Colloque International de Micropaléontologie (Dakar, 1963). — Мém. Bur. Rech. géol. et minières, N 32.
- Kemp E.M. 1970. Aptian and Albian miospores from Southern England. — Palaeontographica, Abt. B, Bd. 131, Lief. 1-4.

- Leffingwell H.A. 1971. Palynology of the Lance (late Cretaceous) and Fort Union (Paleocene) Formations of the type Lance area, Wyoming. — Geol. Soc. America Spec. Paper, v. 127.
- Playford G. 1971. Palynology of Lower Cretaceous (Swan River) strata of Saskatchewan and Manitoba. — Palaeontology, v. 14.
- Singh Ch. S. 1971. Lower Cretaceous microfloras of the Peace River area, northwestern Alberta. — Geol. Surv. Canada, Bull., N 28.
- Srivastava S.K. 1966. Upper Cretaceous microflora (Maestrichtian) from Scollard, Alberta, Canada. — Pollen et spores, v. VIII, N 3.
- Stanley E.A. 1965. Upper Cretaceous and Paleocene plants microfossils and Paleocene Dinoflagellates and Hystrichosphaerids from Northwestern South Dakota. — Bull. Amer. Paleontol., v. 49, N 22.
- Takahashi K. 1970. Some palynomorphs from the Upper Cretaceous sediments of Hokkaido. — Trans. and Proc. Palaeontol. Soc. Japan, N.S., N 73.
- Tabbert R.L. 1967. Upper Cretaceous pollen and spores from the Ivishak River area, Arctic Alaska. — Rev. Palaeobot., Polynol., v. 2.
- Tschudy B.D. 1969. Species of Quilapollenites and Pubilapollis from two Upper Cretaceous localities in Alaska. — Contribs Paleont., Geol. U.S. Surv., Profess. Paper, v. 643-A.

## ГРАНИЦЫ И ОБЪЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Е. А. ЕЛКИН

### ПОГРАНИЧНЫЕ И ПЕРЕХОДНЫЕ СЛОИ: ИХ МЕСТО В МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ И КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ

Международный комитет по границе силура и девона в течение сравнительно короткого отрезка времени, всего лишь 12 лет, успешно решил один из самых сложных стратиграфических вопросов. Этому во многом способствовала серия международных симпозиумов (Прага, 1958 г.; Бонн-Брюссель, 1960 г.; Калгари, 1967 г.; Ленинград, 1968 г.). В глобальном масштабе был систематизирован и проанализован огромный фактический материал, который еще долгие годы будет служить основой для теоретических выводов прежде всего в области стратиграфии. Впервые был четко сформулирован общий подход к решению стратиграфических проблем, связанных с совершенствованием Международной стратиграфической шкалы (МСШ) фанерозоя, и, пожалуй, самой кардинальной из них — проблеме проведения главнейших из стратиграфических границ — границ между системами. В связи с этим здесь уместно привести основные критерии, которыми руководствовались члены Комитета при определении границы силура и девона;

- 1) биологические критерии — единственно возможные;
- 2) для решения подобных вопросов пригодны лишь морские микофацциальные разрезы;
- 3) из всех представителей органического мира могут быть использованы лишь транзитные группы;
- 4) предпочтение отдается видовому (подвидовому) таксономическому уровню.

Поначалу широкий диапазон мнений относительно возможных вариантов границы силура и девона был сужен до очень небольшого стратиграфического интервала. Этот интервал в конкретных разрезах охватывал слои, которые располагались между первым появлением таких видов, как *Monograptus uniformis*, *Icriodus woschmidti* и *Warburgella rugulosa*. Первые два вида являются видами-индексами соответственно граптолитовой и конодонтовой зональных шкал. А вид *W. rugulosa*, как показали наши исследования (Елкин, 1974), венчает эволюционную последовательность видов, каждый член которой в принципе может быть избран видом-индексом три-

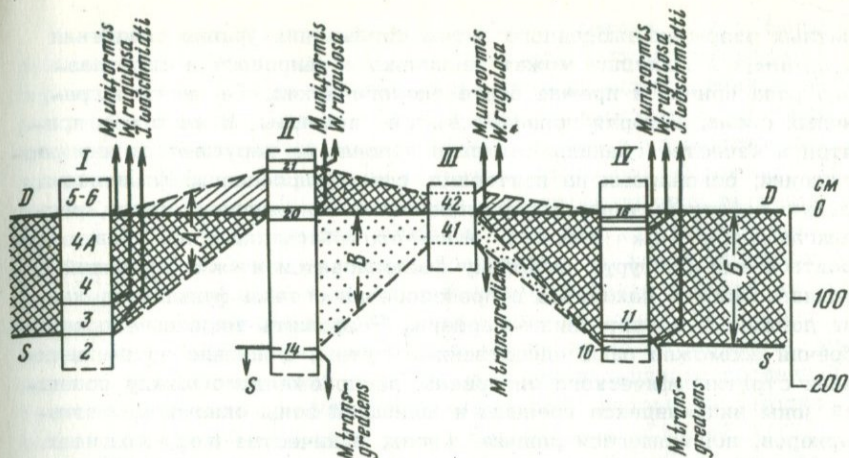
лобитовой зональной шкалы. Было установлено, что с этим же рубежом связаны основные изменения в эволюции подавляющего большинства других групп органического мира. Таким образом, на границе двух систем, силурийской и девонской, был определен объективно существующий рубеж, который может быть распознан практически по всем достаточно изученным к настоящему времени группам фауны. Этим по существу была подведена черта под давним спором сторонников "искусственности" или "естественности" границ крупных подразделений МСШ.

Разброс в появлении названных выше трех видов в ряде хорошо изученных разрезов (Подолия, Баррандиен, Карнийские Альпы, Марокко, Невада и др.) был настолько незначительным, что этому не было придано существенного значения. Тем не менее, чтобы локализовать рассматриваемую границу в конкретном стратотипическом разрезе, в качестве вида-индекса границы (*guide species*) был выбран *M. uniformis*, представляющий стандартную граптолитовую шкалу. Остальные виды остались видами-маркерами для тех разрезов, где граптолиты отсутствуют. Именно в этом, и только в этом, заключается "условность" границы.

Окончательные рекомендации Международного комитета по границе силура и девона, касающиеся выбора стратотипа этой границы (McLaren, 1972), нуждаются в уточнении и дополнении некоторых положений. Во-первых, в типовом разрезе — Баррандиен (Chlupač, 1972) — имеется "зияние" в 1,7 м между первым появлением вида *M. uniformis* и последней находкой вида *M. transgrediens*, представляющего верхнюю граптолитовую зону силура (см. рисунок). Интервал этого "зияния" (или "interregnum") не содержит определяющих окаменелостей (Chlupač, 1972). По существу он отнесен к силуру, хотя Б.С. Соколов (см. McLaren, 1972) и предлагал не включать его ни в одну из систем, а выделять в качестве переходных слоев. Ничего не проясняет и дополнительный разрез Карлштейна (см. рисунок, I; Chlupač, 1972), несмотря на то, что "зияние" здесь достигает всего лишь 30–35 см.

Во-вторых, если проследить по ряду разрезов Баррандиена и Подолии появление в них видов-маркеров (см. рисунок, I–IV; Никифорова, Предтеченский, 1968; Chlupač, 1972), то легко убедиться, что они могут находиться ниже выбранной границы по основанию зоны *M. uniformis* и, следовательно, здесь должны быть включены в силурийский комплекс фауны. В тех же разрезах, где *M. uniformis* будет отсутствовать, виды *I. woschmidti* и *W. rugulosa* будут определять границу силура и девона.

В-третьих, трудно согласиться с частью пункта 4 "Модели для определения границы" (McLaren, 1972), где говорится о том, что "... в сущности все зоны, за исключением определяющей, будут включать границу и поэтому не могут быть типичными ни для одной из систем". Зона *I. woschmidti* включает границу *M. uniformis*. Следовательно, она не типична для девона? Это находится в противоречии и со статусом *I. woschmidti* как вида-маркера.



Соотношение пограничных и переходных слоев в основных разрезах Баррандиена и Подолии

I - Волковцы (Никифорова, Предтеченский, 1968, рис. 23); II - Клонк (Chlupač, 1972; III - Карлштейн (там же); IV - Чертовы сходы (там же); A - пограничные слои (boundary beds); B - переходные слои (transitional beds), B - "interregnum" - по И. Хлупачу, "переходные слои" - по Б.С. Соколову.

В колонках проставлена нумерация наиболее важных слоев в соответствии с цитированными источниками

Все эти противоречия можно снять, не изменяя ни положения выбранной границы в стратотипе, ни рекомендаций относительно ее трассирования в удаленных и иных в фациальном отношении разрезах, но введя дополнительные уточнения.

Если признавать биологические критерии определяющими при решении вопросов проведения основных границ МСШ и иметь в виду доказанный разный темп эволюции организмов как различную скорость их реакции на изменения внешних условий (вплоть до космических), то неизбежно можно прийти к выводу о нелинейности этих границ. Границы крупных подразделений МСШ, такие, как границы систем, с учетом критериев, предложенных Комитетом, представляют собой область сгущения границ, устанавливаемых по эволюционным рядам транзитных групп. В физическом выражении они охватывают стратиграфический интервал, располагающийся между наиболее ранним и наиболее поздним появлением выбранных представителей транзитных групп. Такие границы являются естественными и могут быть названы пограничными слоями (boundary beds). На примере четырех разрезов (см. рисунок, I-IV), рассматривавшихся в качестве кандидатов на стратотипический разрез границы силура и девона, пограничные слои соответствуют интервалу A. В этом стратиграфическом интервале положение в кон-

кретных разрезах выбранного путем соглашения уровня появления *M. uniformis* в принципе может несколько варьировать в силу разного рода причин и прежде всего экологических. Та часть пограничных слоев, которая попадает выше подошвы *M. uniformis*, принятой в качестве границы силура и девона, не нарушает логику рассуждений, основанных на критериях, сформулированных Комитетом. Особую заботу вызывает положение части пограничных слоев, располагающихся ниже подошвы *M. uniformis*. Формально она должна относиться еще к силуру, поскольку располагается ниже принятой границы. Но это находится в противоречии с теми функциями, какие должны выполнять виды-маркеры. Разрешить возникшие противоречия возможно лишь единственным путем, а именно путем выделения стратиграфического интервала, расположенного между подошвой зоны вида-индекса границы и подошвой зоны одного из видов-маркеров, появившегося раньше других, в качестве переходных слоев. Вопрос о положении переходных слоев в МСШ достаточно сложный. Решать его нужно в комплексе с вопросом о пограничных слоях, учитывая при этом критерии, приведенные в начале статьи, и те функции, какие выполняются видом-индексом границы и видами-маркерами. Учет отмеченных особенностей налагает существенные ограничения, которые не позволяют только путем соглашения выбрать один из трех возможных вариантов положения переходных слоев в МСШ: 1) включать их в предшествующее подразделение, 2) включать их в последующее подразделение или 3) выделять их в качестве особого подразделения между смежными крупными подразделениями.

Помещение их в предшествующее подразделение противоречит статусу видов-маркеров, которые трассируют границу при отсутствии вида-индекса границы. Помещение же в последующее подразделение невозможно в силу того, что этот стратиграфический интервал располагается ниже границы, определенной путем соглашения по виду-индексу. Остается единственный вариант — не включать их ни в одно из подразделений. В случае границы силура и девона переходные слои в МСШ должны занимать промежуточное положение между этими системами (см. рисунок Б).

Понятия "пограничные слои" и "переходные слои" естественным образом увязываются в одну концепцию, отражающую теоретические посылки и практическую деятельность стратиграфов. Пограничные слои представляют теоретическую сторону этой концепции и являются естественными рубежами этапов разного ранга в истории развития планеты Земля. В этом их объективность. Они разделяют соподчиненные единицы МСШ, которые служат инструментом относительной периодизации геологических событий этой истории. Если можно говорить о субъективности понятия "пограничные слои", то только в той лишь мере, что виды-маркеры<sup>1</sup> определяются субъективно.

<sup>1</sup> До выбора вида-индекса все определяющие виды являются видами-маркерами.

Следует рассмотреть вопрос и о том, в составе какого (ниже-лежащего или вышележащего) подразделения должны описываться переходные слои. Если предположить, что вид-индекс границы выбран таким образом, что пограничные слои полностью окажутся включенными в вышележащее подразделение, то они и по формальным причинам должны описываться в составе этого подразделения. В случае же если вид-индекс маркирует верхнюю границу пограничных слоев, то их все равно ничто не связывает с нижележащим подразделением. Поэтому целесообразно всегда, когда переходные слои могут быть выделены, их описанием предварять описание вышележащего подразделения. В связи с этим, вероятно, не должно возникнуть особой дискуссии о том, можно ли тогда включать, например, в характеристику переходных слоев вид-индекс последней граптолитовой зоны силура (*M. transgrediens*), последние находки которого в разрезе Чертовы сходы Баррандиена (Chlupač, 1972, с. 154) сопровождаются находками *I. woschmidti*. Если следовать рекомендациям Международного комитета по границе силура и девона, то ответить на этот вопрос можно положительно.

Находка *M. transgrediens* вместе с *I. woschmidti* в разрезе Чертовы сходы позволяет прояснить вопрос и о "зиянии" в 1,7 м ("in-terregnum", по И.Хлупачу) в стратотипическом для границы силур-девон разрезе Клонк. Эти разрезы находятся недалеко друг от друга, что допускает проведение несомненной послышной корреляции<sup>1</sup>. Подтверждением этому является одинаковое количество прослоев известняков и очень близкие мощности стратиграфического интервала между последней находкой *M. transgrediens* и первым появлением *M. uniformis* в обоих разрезах (см. рисунок, I и IV). В связи с этим уже сейчас можно с большой степенью вероятности отнести интервал разреза Клонк (см. рисунок, B) без характерных окаменелостей к переходным слоям в нашем понимании, что находится в полном соответствии с предложением Б.С. Соколова (см. McLaren, 1972, с. 287).

В заключение нужно отметить, что вопросу о "переходных слоях" посвящено достаточно много работ. И он возник уже на раннем этапе разработки МСШ (Никитин, Чернышев, 1889). Особо большое значение ему придавал Л.Л. Халфин (1964, 1969), теоретические посылки которого частично использованы автором при анализе фактического материала по границе силура и девона.

## ABSTRACT

In the development of recommendations of the International Committee on Silurian-Devonian Boundary it is suggested to determine boundary and transitional beds. In concepts definition there were used common app-

<sup>1</sup> "Лохковские граптолиты появляются внезапно и обильно в слое (разрез Чертовы сходы.-Е.Е.), который, таким образом, несомненно связан с 20-м слоем в разрезе Клонк" (Chlupač, 1972, с. 118).

roach and criteria that were followed by the members of the Committee in the determination of Silurian–Devonian boundary. Focusing of zonal boundaries on transit groups of various types in organic world in an ideal case corresponds to the boundary beds in the column of stratigraphical section. The stratigraphical interval limited by the first appearance of the species from selected series of zonal species–indexes (guide species) displays physical expression of boundary beds. Biostratigraphically these are to be objective display of boundaries of large divisions in the International Stratigraphical Scale (ISS).

According to the procedure suggested by the Committee the boundary species–indexes is selected by the agreement from the series of zonal species–indexes and the rest of the species from the series are regarded as species–markers of the same boundary.

Transitional beds in concrete sections comprise that part of boundary beds that is located lower of the appearance level of boundary species–indexes. Thus, the upper boundary of transitional beds as well as the boundary lineation of large stratigraphical division is defined by the agreement, by means of selecting the boundary species–index.

Transitional beds should be placed between the corresponding large divisions in ISS, in our case that is between the Silurian and Devonian Systems. Their assignment to the Devonian is prevented by the definition of the Silurian–Devonian boundary according to the boundary species–index (*Monograptus uniformis*), and to the Silurian by species–markers tracing of the accepted boundary (*Icriodus woschmidti* and *Warburgella rugulosa*).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Елкин Е.А. 1974. Древнейшие дехенеллиды. – В кн. "Древнейшие дехенеллиды (трилобиты) и стратиграфия силура Горного Алтая", Новосибирск. "Наука", Сиб. отд.
- Никитин С.Н., Чернышев Ф.Н. 1889. Международный геологический конгресс и его последние сессии в Берлине и Лондоне. – Горный журн., т. 1. СПб.
- Никифорова О.И., Предтеченский Н.Н. 1968. Путеводитель геологической экскурсии по силурийским и нижнедевонским отложениям Подолки (среднее течение р. Днестра). – В сб. "III Междунар. симпозиум по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона". Л.
- Халфин Л.Л. 1964. О правилах Фреха и Карпинского и о границе нижнего и среднего девона. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та.
- Халфин Л.Л. 1969. Принцип Никитина – Чернышева – теоретическая основа стратиграфической классификации. – Труды СНИИГГИМС, вып. 94. Новосибирск.
- Chlupáč I. 1972. The Silurian–Devonian boundary in the Barrandian. – Bull. Canadian. Petrol. Geol., v. 20, N 1.
- McLaren D.J. 1972. Report from the Committee on the Silurian – Devonian boundary and stratigraphy to the President of the Commission on stratigraphy. – Geol. Newsletter, v. 72, N 4.

## ВЕРХНЯЯ ГРАНИЦА НИЖНЕГО КАРБОНА В ДОНЕЦКОМ БАССЕЙНЕ (СССР)

Одним из наиболее сложных, неразрешенных до сего времени вопросов стратиграфии карбона, затрудняющих создание единой — унифицированной шкалы этой системы, является вопрос о верхней границе нижнего карбона. В западноевропейской стратиграфической шкале, прошедшей в свое время через специальные карбоновые, так называемые Геерленские конгрессы и претендующей на признание в качестве шкалы общего значения, верхняя граница нижнего отдела системы проводится по кровле динанта, т.е. на уровне границы между визейским и намюрским ярусами этой шкалы. В стратиграфической шкале, используемой на обширной территории СССР, названные ярусы также выделяются, но рассматриваемая граница проводится по кровле намюрского яруса, т.е. последний здесь входит уже в состав нижнего карбона. Эта ситуация в большой степени обусловлена существенными различиями в каменноугольной истории этих территорий, так как восточноевропейские регионы отличается значительно более полное, последовательное развитие морских бассейнов в течение всего карбона.

В стратиграфической шкале, разработанной для североамериканского континента, нижний отдел рассматривается в качестве отдельной системы (Mississippian), причем верхняя граница последней, как теперь уже выяснено, проходит внутри намюрского яруса западноевропейского деления.

Совершенно очевидно, что удовлетворительное решение данного вопроса, т.е. выявление единого стратиграфического рубежа достаточно высокого ранга, отвечающего границе между отделами, возможно лишь на основе изучения важнейших групп органических остатков, приуроченных к соответствующему интервалу разреза. Материалы этих исследований позволят судить об этапности в развитии групп организмов, а с другой стороны, дадут надежную базу для необходимых корреляционных построений.

Вопрос о верхней границе нижнего карбона, теснейшим образом связанный с вопросом о правомерности выделения намюрского яруса в шкале карбона СССР, является предметом острой дискуссии, длящейся уже более 25 лет. Этому вопросу посвящены многочисленные палеонтолого-стратиграфические исследования, выполненные на материалах различных регионов СССР. Было признано, что в средней части толщи отложений, относимых к намюрскому ярусу, проходит достаточно отчетливо выраженный крупный рубеж в развитии органического мира карбона, который может рассматриваться в качестве верхней границы нижнего отдела системы. Настоящая статья освещает результаты исследований, выполненных на материалах Донецкого бассейна. Совместное нахождение в этом регионе

фораминифер, аммоноидей, кораллов, конодонтов, брахиопод, растений и других организмов может, по-видимому, способствовать получению выводов широкого значения.

В стратиграфической шкале карбона СССР намюрский ярус принимается в объеме намюра А и намюра В западноевропейского деления, т.е. включает гониатитовые зоны *Eumorphoceras*, *Homoceras* и *Reticuloceras*. В разрезе донецкого карбона к намюру отнесены

свиты  $C_1^3$ ,  $C_1^4$ ,  $C_1^5$  (или биостратиграфические зоны  $C_1^na$ ,  $C_1^nb$ ,  $C_1^nc$ ,  $C_1^nd$ ,  $C_1^ne$ ). Это толща темноцветных, нормально морских пород, преимущественно аргиллитов и алевролитов, с несколькими пачками плотных песчаников и многочисленными прослоями тонких известняков, неравномерно распределенных в разрезе; известно также несколько тонких угольных прослоев. Общая их мощность в бассейне р. Кальмиус достигает 1500 м. К этой толще приурочено большое число органических остатков, образующих, особенно в ее средней части (зоны  $C_1^nb$  –  $C_1^nc$ ), многочисленные и разнообразные фаунистические ассоциации. Известно здесь и несколько уровней нахождения остатков растений.

Многолетнее изучение палеонтологических материалов, относящихся к указанной толще донецкого карбона, приводит к ряду существенных выводов. Важнейшим из них является выявление в верхней части свиты  $C_1^4$  (подзона  $C_1^nd_2$ ) отчетливо выраженного рубежа в развитии ряда групп организмов. Этот рубеж характеризуется прежде всего вымиранием подавляющего большинства раннекаменноугольных видов и родов, а затем появлением новых элементов фауны, широко распространенных в вышележащих отложениях среднего карбона. Особенно отчетливо это наблюдается в развитии фораминифер, кораллов, конодонтов, брахиопод, двустворчатых моллюсков, менее резко – в развитии других групп фауны, а также растений.

На указанном рубеже исчезает из разреза огромное количество форм, характерных для более древних отложений: среди фораминифер – все представители родов *Endothyranopsis*, *Yanischewskina*, *Loeblichia*, *Globoendothyra*, *Valvulinella*, *Howchinia*, *Monotaxinoides*, *Eosigmoidina*, множество грубопористых архедискусов и многие другие виды; богатая фауна кораллов – *Lithostrotion*, *Aulina*, *Palaeosmilia*, *Lonsdaleia*, *Gangamophyllum*, почти все *Dibunophyllum*, ряд хететид; из брахиопод – все виды родов *Gigantoproductus*, *Striatifera*, *Pustula*, *Megachonates*, *Delepinea*, *Reticularia* и другие; гониатиты – *Eumorphoceras*, *Cravenoceras* и ряд сопутствующих им видов; из конодонтов – *Gnathodus*, *Cavusgnathus*, *Apatognathus*, *Adetognathus unicornis*; из водорослей – *Calcifolium*, а также машинки, пелелиподы, остракоды. В целом фауна верхних слоев свиты  $C_1^4$  (группа известняков  $D_7$ ) приобретает резко обедненный характер.

С другой стороны, здесь или несколько выше по разрезу в различных группах организмов появляются новые компоненты фауны –

тических ассоциаций, представляющих линии развития, характерные для вышележащих отложений среднего карбона. Это фораминиферы — *Seminovella*, *Plectostaffella*, *Semistaffella*, одиночные ругозы — *Bothrophyllum*, *Stereophrentis*, *Neokoninckophyllum*, груборебристые хлориститы, *Chonetes* группы *carboniferus*, *Brachathyrina* (среди брахиопод), гониатиты — *Homoceratoides*, *Reticuloceras*, конодонты — *Declinognathodus*, а несколько выше — *Idiognathoides* и *Neognathodus*, водоросли — *Donezella*, *Cuneiphycus*, ряд родов мшанок и двусторчатых моллюсков.

Флористические материалы, относящиеся к рассматриваемому интервалу разреза, не допускают, к сожалению, достаточно точных выводов. Однако несколько ниже этого интервала (зоны  $C_1^{nb} - C_1^{nc}$ ),

как и выше него (верхняя часть зоны  $C_1^{ne}$ ), известны достаточно многочисленные флористические ассоциации, свидетельствующие о принадлежности вмещающих отложений соответственно к намяру А и намяру С западноевропейского деления.

Стратиграфическое положение слоев верхней части  $C_1^4$ , к которым приурочен интересующий нас рубеж в развитии фауны карбона, т.е. подзоны  $C_1^{nd_2}$  (или группы известняков  $D_7$ ) донецкого разреза, определяется в настоящее время следующими данными. Несколько ниже этих слоев, в верхней части подзоны  $C_1^{nd_1}$  (известняк  $D_5^7$ ), установлена небольшая ассоциация гониатитов, — *Euroceras* aff. *ellipsoidale* Ruzh., *Richardsonites* sp., *Nuculoceras* sp. nov. (данные Т.В. Астаховой), а также *Cravenoceras* ex gr. *cowlingense* Bisat (по Л.С. Либровичу) — свидетельствующая о соответствии вмещающих слоев верхам зоны *Eumorphoceras* западноевропейского деления. Комплекс конодонтов, выявленных в этой же части разреза, — *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy), *Gn. bilineatus bollandensis* Higg. et Bouck., *Gn. commutatus* (Br. et Mehl), *Gn. monodosus* Rhodes et all., *Gn. nodosus* Bisch., *Cavusgnathus unicornis* Young. et Mill., *C. naviculus* (Hinde), *Adetognathus unicornis* (Rex. et Burt) — также приводит к сопоставлению с зоной *Eumorphoceras* 2 Бельгии и Шотландии.

Приведенные данные подтверждают прежние представления о соответствии этих слоев верхней части зоны *Eumorphoceras*, полученные на основании изучения брахиопод (А.П. Ротай, Д.Е. Айзенберг), кораллов (Н.П. Василюк), фораминифер (Н.Е. Бражникова).

Таким образом, можно считать установленным, что отложения подзоны  $C_1^{nd_1}$ , лежащие непосредственно ниже интересующей нас группы известняков  $D_7$  донецкого разреза, представляют верхнюю часть зоны *Eumorphoceras* ( $E_2$ ) западноевропейского стандарта.

В самом верхнем слое этой группы известняков ( $D_7^8$ ) Л.С. Либрович определил остатки гониатитов *Homoceratoides divaricatum* (Hind) и *Reticuloceras* aff. *inconstans* (Phill.). В вышележащих известняках группы  $E_1$  (основание свиты  $C_1^5$  или зона  $C_1^{ne}$ ) им же ука-

заны *Homoceras* cf. *striolatum* (Phill.) и *Reticuloceras* cf. *inconstans* (Phill.), к которым, по Т.В. Астаховой, должны быть присоединены *Homoceratoides* aff. *varicatus* Schmidt и *Stenoglyphyrites* sp. Эти данные приводят к выводу о том, что основание свиты  $C_1^5$  (или зоны  $C_1^{ne}$ ) соответствует основанию намыра В, или зоны *Reticuloceras* западноевропейской шкалы, а нижележащие отложения подзоны  $C_1^{nd_2}$  донецкого разреза, к которой приурочен интересующий нас рубеж в развитии фауны, могут, следовательно, рассматриваться в качестве аналога зоны *Homoceras*. Этот вывод находит подтверждение и в результатах изучения конодонтов (данные Т.И. Немировской), так как обедненный комплекс платформенных конодонтов подзоны  $C_1^{nd_2}$  содержит *Declinognathodus noduliferus* (Ell. et Graves) и *D. lateralis* (Higg. et Bouck.), характерные для зоны *Homoceras* Бельгии (см. таблицу).

Сопоставление рассматриваемой части донецкого разреза с североамериканским встречает много затруднений, прежде всего из-за того, что внутри толщи отложений, аналогичных намыру Западной Европы, почти повсеместно наблюдается значительный перерыв. Распространение аналогов зоны *Homoceras* в Северной Америке еще не доказано, что может быть связано как с перерывом, так и определяться отсутствием аммоноидей даже в тех немногих районах, где разрез признается непрерывным (Южная Невада, Оклахома). Усложняет прямую корреляцию с Западной Европой и отсутствие достоверных данных о фораминиферах зоны *Homoceras* в западноевропейских разрезах.

Все это в большой степени объясняет дискуссионность вопроса о положении границы между Mississippian и Pennsylvanian в западноевропейской шкале по работам американских авторов (Ross, 1970; Mamet, Scipp, 1971; Cordon, 1972; Brenckle, 1973, и др.). При этом следует указать, что амплитуда расхождений в оценке положения данной границы в этих работах в общем не превосходит объема зоны *Homoceras*.

Нам представляется, что материалы разреза карбона Донбасса могут способствовать решению этого вопроса. В так называемой глобальной фораминиферовой шкале, разработанной Б.Мамэ главным образом на материалах североамериканского континента, уровень резкой смены фораминиферных ассоциаций, сопоставимый с охарактеризованным выше рубежом в Донбассе, приходится на границу 19 и 20-й зон этой шкалы. Приведенные ранее результаты корреляции Донбасса с бельгийским стратотипом позволяют думать, что этот уровень в шкале Мамэ указывает уже на зону *Homoceras*. А конодонты *Declinognathodus noduliferus* (Ell. et Graves) и *D. lateralis* (Higg. et Bouck), установленные в Донбассе в аналогах зоны *Homoceras* и известные в североамериканских разрезах, дают возможность прямой корреляции с отложениями, пограничными между Mississippian и Pennsylvanian.

Распределение платформенных конодонтов в верхних свитах  
нижнего карбона Донецкого бассейна (Т.И.Немировская)

НАМЮРСКИЙ				ДО Н Б А С С				Зап. Европа
НАМЮРСКИЙ		НАМЮРСКИЙ		БАШКИРСКИЙ				Ярус
Еуморфосерас I	Еуморфосерас 2	Номосерас	Ретикюсерас	Гастроцерас				Зона
НАМЮРСКИЙ				БАШКИРСКИЙ				Ярус
C <sub>1</sub> <sup>3</sup> (C)		C <sub>1</sub> <sup>4</sup> (D)		C <sub>1</sub> <sup>5</sup> (E)		C <sub>2</sub> <sup>1</sup> (F)		Свита
C <sub>1</sub> <sup>n</sup> a	C <sub>1</sub> <sup>n</sup> b	C <sub>1</sub> <sup>n</sup> c	C <sub>1</sub> <sup>n</sup> d <sub>1</sub>	C <sub>1</sub> <sup>n</sup> d <sub>2</sub>	C <sub>1</sub> <sup>n</sup> e	C <sub>2</sub> <sup>a</sup>		Зона
НАМЮРСКИЙ				БАШКИРСКИЙ				Разрез
C <sub>1</sub>	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>	D <sub>4</sub>	D <sub>5</sub>	D <sub>5</sub> <sup>6</sup>	D <sub>5</sub> <sup>10</sup>	Извест.
								G <sub>1</sub>
								F <sub>2</sub>
								F <sub>1</sub>
								E <sub>9</sub>
								E <sub>8</sub>
								E <sub>4</sub>
								E <sub>1</sub>
								D <sub>7</sub>
								D <sub>7</sub>
								I
								D <sub>7</sub>
								D <sub>10</sub>
								D <sub>5</sub>
								D <sub>6</sub>
								D <sub>5</sub>
								D <sub>4</sub>
								D <sub>4</sub>
								D <sub>2</sub>
								D <sub>2</sub>
								D <sub>1</sub>
								D <sub>1</sub>
								C <sub>7</sub>
								C <sub>3</sub>
								C <sub>1</sub>
Платформенные конодонты								
Cavusgnathus unicolornis								
Cavusgnathus naviculus								
Gnathodus girtyi collinsoni								
Gnathodus bilineatus bilineatus								
Gnathodus commutatus								
Gnathodus monodosus								
Gnathodus bilineatus bollandensis								
Gnathodus nodosus								
Adetognathus unicolornis								
Declinognathodus noduliferus								
Declinognathodus lateralis								
Neognathodus bassleri symmetricus								
Idiognathoides sinuatus								
Idiognathoides corrugatus								
Idiognathoides sulcatus								
CHESTER				MORROW				Серия
MISSISSIPPIAN				PENNSYLVANIAN				Система

Таким образом, материалы изучения донецкого карбона приводят к выводу о близком соответствии рубежа в развитии фауны карбона, относящегося к зоне *Homoceras* Западной Европы и принимаемого в СССР в качестве верхней границы нижнего карбона, с одной стороны, и границы между *Mississippian* и *Pennsylvanian* в США — с другой.

В связи с этим обращает на себя внимание широкое распространение на данном уровне перерывов в осадконакоплении на всей территории США, во многих районах СССР, а отчасти и Западной Европы (флористический "скачок" Готана), что явно придает рассматриваемому рубежу крупное историко-геологическое значение. Это может объяснить крайнюю немногочисленность достоверно установленных разрезов зоны *Homoceras*, а с другой стороны, указывает на причины, обусловившие резкость и однозначность переломного момента в развитии органического мира карбона на этом уровне.

Изложенные данные позволяют думать, что разрешение вопроса об едином уровне верхней границы нижнего карбона, имеющем межконтинентальное значение, представляется вполне реальным. Важным шагом в этом направлении явился бы пересмотр данного вопроса на основе материалов современного изучения западноевропейских регионов. Ведь в истории разработки западноевропейской карбоновой шкалы издавна известны авторы, отстаивавшие более высокое положение кровли динанта. А в относительно недавней монографии, посвященной карбонату Северной Африки (Paryen, 1961), сказано, что "... если бы участники Геерленского конгресса 1927 г. располагали теми сведениями, которые имеются теперь, ... граница виле и намюра была бы принята в Западной Европе не на том уровне, где появляется *Cravenoceras*, а значительно выше" — в верхах *Eumorphoceras* 2.

## ABSTRACT

As a result of long-term biostratigraphical investigations of the Donets Carboniferous in the middle part of the strata that belong to the Namurian — in the subzone  $C_{1d}^{nd}_2$  — there is established the great boundary in the development of organic world of the basin which can be considered as the upper boundary of the Lower Carboniferous. The boundary is characterized by a mass extinction of an overwhelming majority of the Lower Carboniferous taxa of different range and then by appearance of new faunal elements representing younger lines of the development characteristic of the Middle Carboniferous. The most clearly it is observed in the development of the Foraminifera, Coralls, Conodonts, Brachiopoda and Bivalve Molluscs.

The joint occurrence of the Foraminifera, Ammonoidea, Conodonts, Coralls, Brachiopoda and other groups of organisms in the Donets basin gives a possibility to establish this boundary in the deposits which are correlated with the upper part of the Namurian A or the *Homoceras* goniatite zone of the West European Namurian. On the other hand the data of the Forami-

nifera and the Conodonts investigations show similar correspondence of this boundary with the Mississippian – Pennsylvanian one of the North American standard.

The relative accuracy and clearness of this biostratigraphical boundary is apparently in the connection with wide spread gaps in the sedimentation at this level almost on the whole territory of the North American continent and in different regions of the USSR and partly of Western Europe. It makes this boundary to be of a great geological importance.

The results of the investigations of the problem of the position of the Lower Carboniferous upper boundary obtained in the Donets basin might promote to determine the common acceptable level of this boundary. It would obviously make easier the creation of common unified scale for the Carboniferous system. The first step in this direction would be the revision of the problem of the position of the Dinantian upper boundary at the basis of modern data of the investigations of the West European regions.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Айзенберг Д.Е. 1958. Стратиграфия и палеогеография нижнего карбона западного сектора Большого Донбасса. – Труды Ин-та геол. наук АН УССР, серия стратиграф. и палеонтол., вып. 16. Киев, Изд-во АН УССР.
- Айзенберг Д.Е., Бражникова Н.Е. 1974. К уточнению унифицированной схемы стратиграфии карбона Русской платформы и смежных территорий. – Геол. журн., т. 34, вып. 1. Киев.
- Айзенберг Д.Е., Бражникова Н.Е., Новик Е.О. и др. 1963. Стратиграфия каменноугольных отложений Донецкого бассейна. – Труды Ин-та геол. наук АН УССР, серия стратиграф. и палеонтол., вып. 37, Киев, Изд-во АН УССР.
- Либрович Л.С. 1946. Новая схема подразделения и корреляции карбона Донецкого бассейна (на основе распространения цефалоподовых фаун). – Материалы ВСЕГЕИ, общая серия, сб. 7.
- Немировская Т.И. 1974. Стратиграфическое значение платформенных конodontов верхних свит нижнего карбона Донбасса. – Геол. журн., т. 34, вып. 5. Киев.
- Новик Е.О. 1969. Стратиграфия УРСР, т. V, Карбон. Киев, "Наукова думка".
- Решение межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г. 1965. Л.
- Руженцев В.Е., Богословская М.Ф. 1970. Намюрский этап в эволюции аммонидей. Ранненамюрские аммонидеи. – Труды ПИН АН СССР, т. 133.
- Труды Совещания по вопросу об объеме намюрского яруса и его положении в каменноугольной системе. 1957. Киев, Изд-во АН УССР.
- Brenckle P.L. 1973. Smaller Mississippian and Lower Pennsylvanian calcareous Foraminiferous from Nevada. – Cushman Found. Foramin. Res., Spec. Publ., II.
- Bouckaert J. 1971. Das Oberkarbon Belgiens. – 7 Internat. Congr. Stratigr. und Geol. Karbons, Krefeld, 1971, Profess. Pap., Bd. 2.
- Clarke W.J. 1960. Scottish Carboniferous conodonts. – Trans. Edinburgh Geol. Soc., v. 18. N 1.

- Gordon M.J. 1974. The Mississippian-Pennsylvanian boundary in the United States. — 7 Congr. Internat. Stratigr. Geol. Carbon., Krefeld, Bd. 3.
- Higgins A.C., Bouckaert J. 1968. Conodont stratigraphy and paleontology of the Namurian of Belgium. — Mem. Exper. Cartes Geol. et Min. Belg., v. 10.
- Lane H.R., Straka J. 1974. Late Mississippian and Early Pennsylvanian conodonts Arkansas and Oklahoma. — Geol. Soc. America, Spec. Paper, N 152.
- Mamet B., Skipp B. 1971. Lower Carboniferous calcareous foraminifera: preliminary zonation and stratigraphic implications for the Mississippian of North America. — 6 Congr. Internat. Stratigr. Géol. Carbon., Sheffield, 1967, Bd. 3.
- Paréan C. 1961. Les massifs Carbonifères du Sahara Sud-Oranais. — Publ. Centre rech. Sahar., ser. géol., Pt. 1, t. I, II.
- Ross Ch. A. 1970. Concepts in Late Paleozoic correlations. — Geol. Soc. America, Spec. Paper, N 124.

Э. Я. ЛЕВЕН

## О ЯРУСНОМ ПОДРАЗДЕЛЕНИИ ПЕРМИ ТЕТИСА

Пермская система занимает несколько особое положение среди других систем фанерозоя. Образование слагающих ее толщ и формирование биогеоценозов происходило в максимально дифференцированных условиях, обусловленных сильной расчлененностью земной поверхности и резкими климатическими контрастами. Поэтому по сравнению с большинством других систем пермская отличается необычайной пестротой и невыдержанностью состава отношений и соответственно резко выраженным в разных районах эндемизмом комплексов ископаемых.

Указанные особенности сильно затрудняют корреляцию пермских отложений, что делает практически невозможной разработку единой планетарной шкалы их расчленения. Все попытки создать такую шкалу не имели успеха, и, если реально оценивать существование возможности, вряд ли они перспективны и в будущем.

Дальнейшие пути развития стратиграфии перми, видимо, следует искать в направлении разработки и уточнения стратиграфических шкал отдельных крупных палеобиогеографических областей с последующей корреляцией этих шкал. Фактически это направление уже давно стало основным в изучении перми, хотя многие придерживаются его не вполне осознанно. Наиболее актуально сейчас: 1) признание необходимости иметь для пермской системы несколько самостоятельных и равноправных ярусных шкал, 2) уточнение границ палеобиогеографических областей, в пределах которых применимы эти шкалы, 3) разработка таких шкал для различных областей на основе унификации региональных стратиграфических схем, 4) корреляция ярусных шкал.

Ниже предлагается шкала ярусного расчленения пермских отложений области Тетиса, разработанная на основании материалов, полученных автором при изучении разрезов и фауны Памира, Дарваза,

Афганистана, Закавказья и по литературным данным. Анализ всего этого материала показал, что своеобразие пермской истории Тетиса и населявшей его фауны не позволяет целиком распространять на эту область ни одну из известных ярусных шкал, разработанных по разрезам других областей. В то же время внутреннее единство Тетиса, проявляющееся в общности основных закономерностей осадконакопления и развития фауны, делает возможным разработку единой ярусной шкалы для всей области. Лучшей основой для такой шкалы является этапность в развитии фузулинид и аммоноидей. При наличии этих ископаемых пермские отложения легко коррелируются по всей площади Тетиса. Результаты такой корреляции показали, что наблюдаемая сейчас множественность схем расчленения перми Тетиса обусловлена не реально существующими причинами, а лишь является следствием различного рода барьеров, которые разделяют стратиграфов разных стран.

Основные закономерности пермского осадконакопления в пределах Тетиса и связанная с ними этапность в развитии фауны указывают на необходимость расчленения пермской системы прежде всего на три части отдела, которым предлагается присвоить собственные наименования (снизу вверх): 1) яикский – по древнему названию р. Урал; 2) кушанский – по названию древнего Кушанского царства, существовавшего на территории Средней Азии, и 3) арианский – по древнему названию Ирана (Левен, 1974а).

В формальном отношении отложения яикского отдела близки верхнекамменноугольным. Наблюдается тесная преемственность фаунистических комплексов, характеризующих эти отделы, хотя на рубеже карбона и перми и возникает несколько новых семейств среди аммоноидей и несколько новых родов швагериновой группы среди фузулинид.

Отложения кушанского отдела залегают трансгрессивно и повсюду представлены карбонатными фациями, тогда как в составе яикских толщ основную роль играли терригенные образования. С кушанской трансгрессией связано резкое и очень существенное обновление комплексов фауны. У фузулинид появляется надсемейство вербеекиний. У аммоноидей возникают первые представители отряда цератитов; несколько новых семейств появляется среди гониатитов и агониатитов и в их числе важное семейство циклолобид; вспышка родо- и видообразования наблюдается во многих ранее существовавших семействах, особенно у адрианитид. Среди ругоз необычайное развитие получают ваагенофиллиды, в числе которых появляется семь новых родов и примерно 120 новых видов. В результате кушанской трансгрессии и возникновения проливов между Тетисом и Бореальным бассейном существенно обновляются брахиоподовые комплексы за счет проникновения в Тетис северных представителей этой группы.

Отложения арианского отдела имеют регрессивный характер. Регрессия сопровождалась вымиранием многих до этого процветавших групп фауны. Постепенно вымирают фузулиниды, и прежде всего

наиболее сложные и высокоспециализированные вербеекинии. Сравнительно большую роль начинают играть боултонины, среди которых отмечается появление нескольких аберрантных родов, таких как *Codonofusiella* и *Lantschichites*. Аберрантные роды возникают и у других семейств фузулиид. В арианскую эпоху вымирают почти все гониатиты и агониатиты и доминирующими становятся цератиты. Быстро вымирают почти все ругозы. Существенно обедняются брахиоподовые комплексы, в которых появляется много эндемичных и аберрантных родов.

Выявляемая в рамках охарактеризованных крупных этапов развития пермской фауны Тетиса более мелкая этапность эволюции фузулиид и аммоноидей позволяет выделить в каждом из отделов по три яруса. В яикском отделе это — ассельский, сакмарский и артинский ярусы, в кушанском — чисянский, кубергандинский и мургабский, в арианском — кэптенский, джультфинский и чансиньский ярусы. Ниже приводится краткая характеристика этих ярусов.

### ЯИКСКИЙ ОТДЕЛ

Ассельский ярус установлен В.Е. Руженцевым в 1954 г. со стратотипом, расположенным по р. Ассель, Южный Урал. Работами Д.М. Раузер-Черноусовой (1965), Ф.Р. Бенш (1972), Ф. Калера (Kahler, 1974) и автора (Левен, 1974) сейчас доказана возможность выделения яруса и всех трех зон, на которые он расчленяется в стратотипической области, в разрезах Карнийских Альп, Ферганы и Дарваза. Характерные для яруса комплексы фузулиид известны также в Югославии, Греции, Турции, на севере Ирана и Афганистана, в Куэньлуне, Южном и Северном Китае, на Индокитайском полуострове, Дальнем Востоке и в Японии (см. таблицу).

Так же, как и в стратотипической области, в разрезах Тетиса характерны для яруса фузулииды так называемой швагериновой группы (*Schwagerina*, *Pseudoschwagerina*, *Paraschwagerina*, *Occidentoschwagerina*); много псевдофузулин, ругозофузулин и квазифузулин. В разрезах Дарваза, наиболее полно охарактеризованных фузулиидами, а также в разрезах Карнийских Альп и Ферганы ассельский ярус расчленяется на те же три зоны, что и в разрезах Урала и Восточноевропейской платформы. На Дарвазе это:

1. Зона *Schwagerina vulgaris* — *Schw.fusififormis*. Кроме видов-индексов наиболее характерны здесь *Occidentoschwagerina fusulinoides* (Schellw.), *Triticites? fornicatus* Kanm., *Rugosofusulina stabilis* Raus., *Pseudofusulina gregaria* Lee., *Ps. pusilla kljasmica* Sjom.

2. Зона *Schwagerina moelleri* — *Pseudofusulina fecunda*. От нижней зоны отличается главным образом появлением типичных псевдошвагерин, таких, как *Pseudoschwagerina robusta* (Meek.), *P. uddeni* Beede et Knik., и парашвагерин типа *Paraschwagerina ishimbajica* Raus. В качестве характерных можно указать также на *Schwagerina moelleri* Raus., *Schw. mukhamedjarovi* Scherb., *Pseudofusulina globoides* Bensch,

*Ps. pseudopointeli* Raus., *Rugosofusulina alpina gigantea* Bensch, *R. devexa* Raus.

3. Зона *Schwagerina sphaerica* – *Pseudofusulina firma*. Характеризуется появлением множества псевдофузулин из группы *Pseudofusulina ellipsoides* Gr., массовостью ругозофузулин типа *Rugosofusulina complicata* (Schellw.), *R. splendida* Bensch. и присутствием таких видов, как *Schwagerina sphaerica* Scherb., *Schw. pulchra* K. et K., *Pseudofusulina lutuginiformis* Raus.

В Карнийских Альпах перечисленным зонам отвечают нижние раттендорфские известняки, пограничные слои (*Grenzlandbänke*) и верхние раттендорфские известняки. Эти же зоны выделяются в Фергане, но в схеме Ф.Р. Бенш (1972) нижняя из них носит название *Occidentoschwagerina alpina*, а верхняя – *Schwagerina glomerata*.

В ряде районов Тетиса выделение ассельского яруса намечается по аммоноидеям. Близкий ассельскому комплекс этих ископаемых известен из слоев Сомоголе Тимора, а в последнее время В.Ю. Дмитриевым и А.М. Павловым он обнаружен и в верхах базардаринской серии Юго-Восточного Памира.

Сакмарский ярус в современном объеме установлен В.Е. Руженцевым (1954) со стратотипом на правом берегу р. Сакмары на Южном Урале. Комплексы фузулинид этого яруса в Тетисе и стратотипической области, в отличие от ассельских, уже существенно различны, что создает определенные трудности при выделении яруса в разрезах тетического типа. Новейшие данные по Дарвазу (Левен, 1974б), тем не менее, позволяют сейчас довольно точно коррелировать нижнюю границу яруса сравниваемых областей. Корреляция верхней границы проводится пока с меньшей определенностью.

К сакмарскому ярусу в разрезах Тетиса следует относить слои, выделяемые нами в генозону *Robustoschwagerina*, *Paraschwagerina*. Если в разрезах стратотипической области граница между ассельским и сакмарским ярусами очень резкая и фиксируется вымиранием всех фузулинид швагериновой группы, то в Тетисе она выражена не так ясно. Она отмечена здесь появлением нового рода *Robustoschwagerina*, а также *Pseudofusulina moelleri* (Schellw.) – вида, типичного для тастубского горизонта сакмарского яруса Урала.

В качестве руководящих форм для сакмарского яруса Тетиса можно указать также на *Robustoschwagerina tumidiformis* M.-Macl., *R. schellwieni* Hanz, *Paraschwagerina inflata* Chang, *Pseudoschwagerina parasphaerica* Chang, *Zellia amedaei* (Depr.), *Monodixodina ferganica* (M.-M.), *Pseudofusulina haydeni* Lev., *Ps. ovalis* Chang. Верхняя граница яруса проводится по смене этого комплекса сообществом, характерным для генозоны *Pseudofusulina* и примитивных *Parafusulina* (Левен, 1967). На Дарвазе вместе с фузулинидами этого сообщества обнаруживаются артинские аммоноидеи (Левен, Дмитриев, 1974).

Отложения с сакмарскими фузулинидами отмечены в Карнийских Альпах, Греции, Турции, Иране, Северном Афганистане, на Северном Памире, в Дарвазе, Фергане, Куэньлуне, Кельпинском районе

Схема сопоставления наиболее изученных разрезов пермских отложений Тетиса

Стандартная шкала				Памир, Дарваз Левен, 1967, 1974	Закавказье Левен, 1975		
Система	Отдел	Ярус	Генозона			Опфельзона	
Пермская	Арианский	Чансиньский	<i>Palaeofusulina</i>			Слой с <i>Paratirolites</i>	
						Слой с <i>Shevyrevites</i>	
						Слой с <i>Dzhylfiter</i>	
	Джульфинский	<i>Paradunbarula</i>			Слой с <i>Paradunbarula</i> , <i>Codonofusiella</i> , <i>Colaniella</i>	Слой с <i>Iranites</i>	
						Слой с <i>Phisonites</i>	
	Каптонский	<i>Yabeina - Lepidolina</i>			Слой с <i>Yabeina archaica</i> , <i>Codonofusiella</i> , <i>Reichelina</i>	Слой с <i>Vedioceras</i>	
						Слой с <i>Araxoceras</i>	
						Слой с <i>Araxilevis</i>	
	Кушанский	Мургабский	<i>Neoschwagerina</i>	<i>N. margaritae</i>	Слой с <i>Neoschwag. margaritae</i>	Слой с <i>Sumatrina</i> , <i>Polydiexodina</i>	
				<i>N. craticulifera</i>	Слой с <i>Neoschwag. schuberti</i> , <i>Polydiexodina</i>		
				<i>N. simplex</i>	Слой с <i>Neoschw. simplex</i> , <i>Praesumatrina</i>	Слой с <i>Praesumatrina</i>	
	Куборганский	<i>Cancellina</i>			Слой с <i>Cancellina</i> , <i>Armenina</i> , <i>Polydiexodina</i> , <i>Paracellites</i>	Слой с <i>Cancellina</i> , <i>Armenina</i>	
						Чистянский	<i>Misellina</i>
	<i>M. dyhrenfurthi</i>	Слой с <i>Misellina dyhrenfurthi</i>					
	Яикский	Артинский	<i>Pseudofusulina</i> и пр. - митинных	<i>Parafusulina</i>		Слой с <i>Psf. vulgaris</i> , <i>Darvasites</i> , <i>Neocrimites</i> , <i>Eothinites</i> , <i>Propinacoceras</i>	Слой с <i>Pseudofus vulgaris</i>
Сакмарский							<i>Robustoschwagerina</i>
		Ассельский	<i>Schwagerina</i>	<i>Schw. sphaerica</i> , <i>Ps. firma</i>	Слой с <i>Schw. sphaerica</i> , <i>Rugosof. complicata</i>		
	<i>Schw. moelleri</i> , <i>Ps. fecunda</i>			Слой с <i>Schw. mukhamedjarovi</i> , <i>Pseudoschw. uddeni</i>			
<i>Schw. vulgaris</i> , <i>Schw. fusiformis</i>	Слой с <i>Schw. vulgaris</i> , <i>Ps. pusilla kljasmica</i>						



Северо-Западного Китая, Южном и Северном Китае, на Индокитайском полуострове и на Дальнем Востоке (см. таблицу). По аммоноидеям сакмарский ярус пока не выделяется.

Артинский ярус установлен А.П. Карпинским (1874) в разрезах Приуралья. В Тетисе ярус выделялся многими исследователями, но часто весьма произвольно из-за трудностей корреляции с разрезами стратотипической области. Эти трудности, возникшие вследствие изоляции бассейнов Урала и Тетиса, установившейся в сакмарском веке, полностью не преодолены и сейчас. Все же совместное нахождение в разрезах Дарваза типично артинских аммоноидей, таких, как *Propinacoceras*, *Artinskia*, *Agathiceras*, *Eothinites*, *Marathonites* (*Almites*), *Aksuites*, *Crimites*, и фузулинид геозоны *Pseudofusulina* и примитивных *Parafusulina* позволяет считать эту геозону соответствующей артинскому ярусу.

В качестве руководящего в Тетических разрезах для яруса можно назвать следующий комплекс фузулинид: *Pamirina darvasica* Lev., *Pseudofusulina vulgaris* (Schellw. et Dyhr.), *Ps. krafftii* (Schellw. et Dyhr.), *Darvasites ordinatus* (Chen.), *D. contractus* (Schellw. et Dyhr.), *Rugosofusulina vulgariformis* Kalm. Нижняя граница яруса проводится по появлению этого комплекса, верхняя — по появлению первых вербеекинаций, представленных родом *Misellina*.

По фузулинидам артинский ярус в настоящее время установлен в обнажениях Карнийских Альп, Югославии, Греции, Турции, Кавказа, Северного и Южного Афганистана, Северного Памира, Куэньлуна, Китая, Индокитайского полуострова, Японии, Дальнего Востока. В ряде районов его выделение намечается по аммоноидеям, объединяемым в бузтеринский комплекс или комплекс слоев Битауни. Следует заметить, однако, что эти комплексы содержат много родов, отсутствующих в артинских отложениях стратотипической области, что позволяет предполагать их несколько более молодой возраст.

## КУШАНСКИЙ ОТДЕЛ

Чисянский ярус. К этому ярусу вслед за Ц. Шэном (Sheng, 1962) мы относим геозону *Misellina*, которой в стратотипических разрезах Южного Китая соответствуют известняки свиты Чися. Нижняя граница яруса проводится по появлению первых многоапертурных (высших) фузулинид — рода *Misellina*. Верхняя граница фиксируется переходом миселлин в три новых рода — *Armenina*, *Cancellina* и *Pseudodoliolina*, из которых последние два дают начало семействам *Neoschwagerinidae* и *Pseudodoliolinidae*.

По фузулинидам чисянский ярус может быть подразделен на две зоны. Нижняя из них — зона *Misellina dyhrenfurthi* характеризуется примитивными миселлинами, к которым кроме вида-индекса относятся еще один-два близких ему вида, таких, как *Misellina otakiensis* (Fuj.). Во второй зоне — *Misellina claudiae*, миселлины становятся более разнообразными. В качестве руководящих кроме ви-

да-индекса можно указать на *Misellina termieri* (Depr.), *M. parvicostata* (Depr.), *M. olgae* Lev., *M. ovalis* (Depr.).

Весь остальной комплекс фузулинид, сопутствующих миселлинам, мало отличается от артинского, что обычно служило причиной включения миселлиновых слоев в объем артинского яруса. Однако появление высших фузулинид — наиболее значительный и яркий рубеж в развитии пермских фузулинид. Как уже говорилось, одновременно с возникновением миселлин большие изменения наблюдаются также среди аммонитовых, брахиоподовых и коралловых сообществ, в которых появляется ряд новых родов и семейств, нехарактерных для артинских отложений Урала. К этому можно добавить, что рассматриваемый рубеж очень удобен в практическом отношении, так как прекрасно фиксируется в большинстве разрезов тетического типа. Все это вместе взятое дает основание отделять чиянские слои от артинских и проводить в их основании границу между яикским и кушанским отделами.

Благодаря повсеместному распространению миселлин чиянский ярус является очень легко распознаваемым подразделением пермской шкалы Тетиса и выделяется в большинстве разрезов этой области. В настоящее время ярус установлен в Иране, на Кавказе, во многих разрезах Афганистана, Памира, Каракорума, Южного Китая, Индокитайского полуострова, Японии, на Дальнем Востоке и даже в ряде обнажений запада Соединенных Штатов и Канады (см. таблицу).

Кубергандинский ярус установлен автором в объеме геонозы *Cancellina* (Левен, 1963). Стратотипом является разрез верхней половины кубергандинской свиты в долине р. Куберганды на Юго-Восточном Памире. Нижняя граница соответствует уровню, выше которого появляются канцеллины, арменины и псевдодолиолины, а также первые полидиексидины и янгчиени. Верхняя граница проводится по появлению родов *Neoschwagerina*, *Verbeekina* и *Praesumatrina*. Последний принадлежит новому семейству *Sumatrinidae*.

Комплекс фузулинид, характеризующий ярус, по сравнению с чиянским почти полностью обновляется. В качестве руководящих отсюда можно назвать *Cancellina primigena* Hayden, *C. cutalensis* Lev., *C. nipponica* Ozawa, *Armenia karinae* М.-М., *Pseudodoliolina ozawai* Y. et H., *Polydiexodina shabalkini* Lev., *P. zulumartensis* Lev., *Parafusulina cincta* Reich., *P. yunnanica* Sheng, *Speodofusulina chihsiaensis* Lee, *Yangchienia compressa* (Ozawa).

Аммонидеи кубергандинского яруса редки и еще плохо изучены. К ним можно отнести роды *Paraceltites*, *Stacheoceras*, *Adrianites*, *Sundaites*. По-видимому, они начинают встречаться уже в отложениях чиянского яруса и проходят в основание мургабского.

По фузулинидам кубергандинский ярус установлен сейчас в Греции, Закавказье, Северном и Южном Афганистане, Северном и Южном Памире, в Каракоруме, Южном Китае, на Индокитайском полуострове, в Японии, на Дальнем Востоке (см. таблицу).

Мургабский ярус выделен А.Д. Миклухо-Маклаем (1958) в объеме фузулинидовых генозон *Neoschwagerina* и *Yabeina* – *Lepidolina*. Позже мы (1963) сузили ярус до объема первой из этих генозон. Стратотипом яруса является разрез известняково-кремнистой и нижней фиолетово-зеленой пачек ганской свиты в обнажениях горы Джаман-тал на Юго-Восточном Памире. О нижней границе яруса уже говорилось. Верхняя граница проводится по появлению рода *Yabeina* и аберрантных фузулинид, таких, как *Codonofusiella*, *Lantschichites*, *Reichelina*.

Зона *Neoschwagerina simplex* (нижняя) кроме вида-индекса характеризуется таким сообществом, как *Praesumatrina neoschwagerinoides* (Depr.), *Armenina karinae* М.-Мацл., *Armenina sphaera* (Ozawa), *Verbeekina verbeeki* (Gein.), *Pseudodoliolina ozawai* Yabe et Hanz., *Polydiexodina praecursor* Lloyd.

Зона *Neoschwagerina craticulifera* кроме вида-индекса содержит *Afghanella shencki* Th., *Sumatrina annae* Volz, *Verbeekina verbeeki* (Gein.), *Polydiexodina afganensis* Th., *P. persica* Kahl., *Parafusulina gogantea* (Depr.).

Зона *Neoschwagerina margaritae* кроме вида-индекса характеризуется *Neoschwagerina douvillei* Ozawa, *N. minoensis* Depr., *Afghanella sumatrinaeformis* (Gubl.), *Sumatrina longissima* Depr., *Chusenella abichi* (М.-Мацл.). Здесь же, видимо, появляются калерини и метадолиолиты.

Аммоноидеи мургабского яруса принадлежат так называемому сицилийскому комплексу, для которого характерно присутствие рода *Waagenoceras*, а также *Hyattoceras*, *Sizilites*, *Sundaites*, *Adriani-tes* и ряда других. Кроме Сицилии этот комплекс встречен в слоях Тае-Веи Тимора. Отдельные находки ваагеноцерасов известны в разрезах Южного Китая и Японии.

По фузулинидам мургабский ярус выделяется в Греции, Югославии, Турции, Иране, на Кавказе, во многих разрезах Афганистана и Памира, в Каракоруме, Тибете, Южном Китае, на Индокитайском полуострове, на островах Малайского архипелага, в Японии, на Дальнем Востоке (см. таблицу).

## АРИАНСКИЙ ОТДЕЛ

Кэптенский ярус. Во многих разрезах Тетиса, особенно на востоке этой области, выделяется генозона *Yabeina* – *Lepidolina*, которая по объему и степени обособленности от смежных подразделений соответствует описанным выше ярусам. Нижняя граница этого подразделения характеризуется появлением аберрантных фузулинид, являющихся наиболее типичными фузулинидами арианского отдела. Здесь же появляются самые высокоспециализированные представители неосвагеринид – ябеины и лепидолины. Верхняя граница обозначается вымиранием почти всех крупных фузулинид, на смену которым приходят мелкие аберрантные формы (преимущественно боул-

тонинны), сопутствуемые некоторыми доживающими видами штаффелид.

Не хуже рассматриваемое подразделение выражено по аммоноидеям. В нем появляются наиболее высокоорганизованные роды циклолобид — *Timorites* и *Cyclolobus*. Большое значение приобретают цератиты, представленные уже несколькими родами, такими, как *Cibolites*, *Kingoceras*, *Xenaspis*, *Xenodiscus*, *Xenodiscites*. Последние три рода принадлежат новому семейству *Xenodiscidae*. Видимо, здесь же появляются первые аракоцератиды, представленные родом *Eoaraoceras*.

Таким образом, геозона *Yabeina* — *Lepidolina* отвечает существенному этапу в развитии фузулинид и аммоноидей и заслуживает выделения в самостоятельный ярус. Д.Л. Степанов (1973) предложил использовать для этого яруса наименование "пенджабский", введенное А.Лаппараном еще в прошлом веке. Это название, однако, дискредитировано употреблением его для обозначения разновозрастных слоев и поэтому неприемлемо.

Большинство специалистов склонно сейчас параллелизовать геозону *Yabeina* — *Lepidolina* с кэптенским ярусом американской стандартной шкалы. Если подобные сопоставления верны, то необходимость вводить для тетического яруса, выделяемого в объеме геозоны, новое название отпадает. Это можно будет делать, лишь обосновав ошибочность таких сопоставлений. Пока же это не сделано, мы принимаем для рассматриваемого яруса название "кэптенский".

Для кэптенского яруса можно привести в качестве руководящего следующий комплекс фузулинид: *Codonofusiella*, *Lantschichites*, *Reichelina*, *Dunbarula*, *Kahlerina*, *Yabeina*, *Lepidolina*, *Neoschwagerina katoi* Ozawa, *Metadoliolina lepida* (Schw.), *Chusenella abichi* (M.-Macl.), *Parafusulina stricta* Sosn.

Рассматриваемый ярус характеризуется комплексом аммоноидей геозоны *Timorites* и, вероятно, *Cyclolobus*. Некоторые специалисты, правда, склонны вторую из этих геозон выделять в самостоятельный ярус (амарассинский) (Furnish, 1973). Однако различия между геозонами не настолько существенны, чтобы такое решение считать бесспорным, тем более, что время существования самого рода *Cyclolobus* пока точно не установлено.

Вследствие регрессивности арианских отложений кэптенский ярус выделяется в меньшем числе разрезов, чем мургабский. По фузулинидам он устанавливается в Югославии, Турции, Южном Афганистане, на Южном Памире, в Южном Китае, на Индокитайском полуострове, в Японии, на Дальнем Востоке (см. таблицу). По аммоноидеям ярус может быть выделен также на о-ве Тимор и в Соляном крыже.

Джюльфинский ярус выделен в 1941 г. группой американских стратиграфов (Schenck a. oth., 1941). К ярусу были отнесены слои с *Protoceras*, помещаемые между слоями с *Cyclolobus* и *Otoceras*. В качестве стратотипа указывался разрез Джюльфинского ущелья

Закавказья. Как выяснилось значительно позже, в этом разрезе выше слоев с *Prototoceras* и другими араксocerатидами располагаются не отоцерасовые слои, а слои, охарактеризованные представителями семейства *Dzhulfitidae* и высокоспециализированными ксенодисцидами. Таким образом, если исходить из разреза стратотипа, джультинский ярус следует ограничивать слоями с араксocerатидами, а не включать в него весь интервал разреза от кровли циклолобусовых слоев до подошвы триаса. Видимо, такое содержание вкладывалось в джультинский ярус и его авторами, которые в качестве руководящего для яруса считали комплекс аммоноидей, включающий род *Prototoceras*.

Нами джультинский ярус принимается в составе слоев с *Araxilevis*, *Araxoceras* и *Vedioceras*, выделенных в разрезе стратотипа коллективом авторов, руководимых В.Е. Руженцевым и Т.Г. Сарычевой ("Развитие и смена морских организмов...", 1965). В этом объеме ярус характеризуется такими аммоноидеями, как *Araxoceras*, *Rotaraxoceras*, *Prototoceras*, *Urtoceras*, *Pseudotoceras*, *Vescotoceras*, *Dzhulfoceras*, *Vedioceras*, *Avushoceras*, *Xenaspis*, *Pseudogastrioceras*.

Среди фузулинид, встречающихся в отложениях рассматриваемого яруса, наиболее характерны *Codonofusiella*, *Reichelina*, *Paradunberula*, *Staffella*, *Nankinella*. Большинство перечисленных родов, за исключением, возможно, парадэнбарул, в своем стратиграфическом распространении не ограничивается рамками яруса. Поэтому назвать руководящий комплекс трудно.

Джультинский ярус имеет еще более ограниченное распространение, чем кэптенский. Надежно он выделяется сейчас в разрезах Джультинского ущелья, Центрального Ирана, Южного Китая и Дальнего Востока, где встречаются характерные комплексы аммоноидей. По фузулинидам и брахиоподам выделение яруса намечается в Югославии, Турции, Южном Афганистане, на Южном Памире, Эльбрусе, в Дарвазе, на Индокитайском полуострове, в Японии (см. таблицу).

Чансиньский ярус установлен в 1970 г. (Furnish, Gleinister, 1970) в объеме слоев с высокоразвитыми ксенодисцидами и джультинидами, которые в разрезах Южного Китая и Закавказья выделяются между слоями с араксocerатидами и основанием триаса. В качестве ярусного подразделения этот интервал разреза рассматривался также К.О. Ростовцевым и Н.Р. Азаряном (1970), предложившими для него название "дорашамский". Это название, однако, является младшим синонимом названия "чансиньский" и поэтому не может быть принято.

Стратотип яруса расположен в окрестностях г. Чансинь провинции Чженцзян Южного Китая и описан Ц.Шэном и Л.Чангом (Sheng, Chang, 1958). В качестве парастратотипа можно предложить разрез Джультинского ущелья, где ярус представлен наиболее полно и лучше всего изучен. Согласно этому разрезу, ярус охватывает слои с *Phosonites*, *Iranites*, *Dzhulfites*, *Shevyrevites* и *Paratirolites*. В обнажениях Южного Китая вместе с чансиньскими аммоноидеями встречены фузулиниды, такие, как *Palaeofusulina*,

*Gallowainella, Codonofusiella, Reichelina*. Характерными для чансиньского яруса считаются первые два рода, поскольку остальные известны и из более низких слоев разреза. Не исключено, однако, что и палеофузулины и галловаинеллы в своем стратиграфическом распространении также не ограничиваются рамками яруса.

По аммоноидеям отложения чансиньского яруса, кроме Китая и Закавказья устанавливаются лишь в разрезах Иранской Джульфы и Центрального Ирана (Абаде). Если палеофузулин считать исключительно чансиньским родом, что, как уже говорилось, строго не доказано, то можно говорить о присутствии рассматриваемого яруса в разрезах Югославии, Северного Кавказа, Северного Вьетнама. По конодонтам выделение яруса намечается в разрезах Соляного Кряжа и Гималаев. В большинстве остальных разрезов Тетиса отложения чансиньского яруса либо не отлагались, либо были уничтожены в результате поднятий, предшествовавших накоплению триасовых толщ (см. таблицу).

#### А Б С Т Р А К Т

1. The conditions of the formation of deposits grouped in the Permian system distinguished by maximum differentiation which makes the age correlation of stratigraphic subdivisions, into which the system in this or that area of the globe is divided, extremely difficult. These difficulties prevent from creating the scale of general planetary stage. All steps, made in this direction cannot be considered successful yet.

2. More respective seems to be the working out of the stage scales for extensive biogeographical areas, one of which being the Tethys. The uniformity of the development of fauna (especially fusulinids) in the limits of the Tethys make already now the solution of this task quite real.

3. The history of the Permian sedimentation in Tethys and related evolution of fauna continued during three stages, which makes it possible to divide Permian deposits of an area, first of all, into three series for which we suggest to introduce personal names: Yaikian, Kishanian, and Arianian (from below upwards).

4. The stages in the development of fusulinids and ammonoids of a lower order give the opportunity to distinguish in every series the three stages, the part of which (Asselian, Chihsonian, Murgabian, Dzhulfian and Changsinian) in their turn is divided into zones.

5. We suggest here the following scale of stages (table).

6. The stages of the given scale are traced on the whole territory of the Tethys. The stages of the Yaikian series are well compared with those of the East-European scale and new names are not suggested for them. The same can be said about the lower stage of Arianian series. This

System	Series	Stages	Genozones		
			of Fusulinids	of Ammonoids	
Permian	Upper (Aria- nian)	Chang- singian	Palaeofusulina	Codonofusiella — Reichelina	Paratirolites Shevyrevites Dzhulfites Iranites Phisonites
		Dzhulfian	Paradunbarula		Vedioceras Araxoceras
		Capitanian	Yabeina — Lepidolina		— ? — Cyclolobus Timorites
	Middle (Kusha- nian)	Murga- bian	Neoschwa- gerina	Waagenoceras	
		Kuberga- ndinian	Cancellina	Classoceras	
		Chihsi- anian	Misellina	Perrinites	
	Lower (Yaikian)	Artinskian	Pseudofusulina and primitive Parafusulina	Metaperrinites	
		Sakmarian	Robustoschwagerina, Paraschwagerina	Properrinites	
		Asselian	Schwagerina		

stage, according to the data available corresponds to the Carpathian stage of the American standard scale. All other stages can be distinguished only in the limits of Tethys.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бенш Ф.Р. 1972. Стратиграфия и фузулины верхнего палеозоя Южной Ферганы, Ташкент, Изд-во "ФАН".
- Карпинский А.П. 1874. Геологические исследования в Оренбургском крае.— Зап. СПб. минерал. о-ва, серия 2, ч. 9.

- Левен Э.Я. 1963. О филогении высших фузулинид и расчленении верхнепермских отложений Тетиса. – *Вопр. микропалеонтологии*, вып. 7.
- Левен Э.Я. 1967. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира. – *Труды ГИН АН СССР*, вып. 167.
- Левен Э.Я. 1974а. Отделы пермской системы. – *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, т. XLIX (1).
- Левен Э.Я. 1974. Биостратиграфия верхнего палеозоя Юго-Западного Дарваза. – *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 3.
- Левен Э.Я., Дмитриев В.Ю. 1974. К характеристике стратотипа дарвазского яруса (пермь). – *Докл. АН СССР*, т. 215, № 1.
- Миклухо-Маклай А.Д. 1958. О ярусном делении морских пермских отложений южных районов СССР. – *Докл. АН СССР*, т. 120, № 1.
- Развитие и смена морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя. 1965. – *Труды ПИН АН СССР*, т. 108.
- Раузер-Черноусова Д.М. 1965. Фораминиферы стратотипического разреза сакмарского яруса (р. Сакмара, Южный Урал). – *Труды ГИН АН СССР*, вып. 135.
- Ростовцев К.О., Азарян Н.Р. 1971. Граница палеозоя и мезозоя в Закавказье. – *Докл. АН СССР*, т. 199, № 2.
- Руженцев В.Е. 1954. Ассельский ярус пермской системы. – *Докл. АН СССР*, т. 199, № 6.
- Степанов Д.Л. 1973. О ярусном подразделении верхней перми. – *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 4.
- Furnish W.M., Glenister B. F. 1970. Permian Ammonoid *Cyclolobus* from the Salt Range, West Pakistan. – In "Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan." – Dept. Geol. Univ. Kansas, Spec. Publ. 4.
- Kahler F. 1974. Fusuliniden aus T'ien-schan und Tibet. Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. – *The Sino-Swedish Expedition. Publ. 52. V. Invertebrate Paleontol.*, v. 4.
- Schenck and oth. 1941. Stratigraphic nomenclature. – *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 25, N 12.
- Sheng J.C. 1962. Some Fusulinids of the Chihsia stage Northern Hopei. – *Acta palaeontol. sinica*, b. 10, N 4.
- Sheng J. C., Chang L.H. 1958. Fusulinids from the type locality of the Changshing limestone. – *Acta palaeontol. sinica*, v. 6, N 2.

О. А. БЕТЕХТИНА

### **ЗНАЧЕНИЕ НЕМОРСКИХ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИИ ПЕРМСКОГО ПЕРИОДА**

Конец палеозоя, и особенно пермский период, в истории Земли характеризуется очень большой пестротой фациальных обстановок, быстрой сменой фаций во времени и пространстве на фоне общего постепенного сокращения площади, занятой морем, и расширения континентальных обстановок. Кроме того, в позднем палеозое появляются новые типы угленосных формаций, накопление которых происходило в специфических физико-географических условиях.

Эти особенности позднего палеозоя послужили причиной того, что важнейшим принципом корреляции разрезов становится палеогеографический, так как невозможно, как справедливо указывал А.Д. Миклухо-Маклай (1963), обоснованно проводить корреляцию, не учитывая биogeографических соотношений между реально существовавшими ассоциациями организмов, а для выяснения этих взаимоотношений необходимы палеогеографические реконструкции. Не случайно поэтому вопросам палеогеографии конца палеозоя уделяется много внимания. Предлагалось уже несколько палеогеографических схем отдельных временных уровней карбона, реже — перми, для построения которых использовались различные группы организмов, в том числе и неморские двустворчатые моллюски (Бетехтина, 1966, 1973). Для палеогеографических реконструкций карбона и перми эта группа фауны приобретает важнейшее значение, так как ее появление связано с развитием в зонах угленакопления новых типов ландшафтов — обширных, периодически затопляемых аллювиально-дельтовых аккумулятивных равнин, где располагались различные по своим размерам и геохимическому режиму бассейны. Последние представляли свободные экологические ниши, почти единственными обитателями которых стали двустворчатые моллюски, получившие название неморских. Экологические различия этих ниш послужили причиной значительного таксономического разнообразия этой группы и ее исключительного значения для палеогеографических реконструкций.

Уже одно присутствие в разрезе неморских двустворчатых моллюсков свидетельствует о близости суши с особыми типами ландшафтов. Малейшие изменения в составе комплексов фауны, пути миграции отдельных таксонов, очертания ареалов представляют важнейшие источники информации. В отличие от других групп, неморские двустворки позволяют определять береговую линию древних бассейнов, тип ландшафта суши, палеогидрохимию бассейнов, характер барьеров между ареалами и другие палеогеографические особенности. Таким образом, неморские двустворки могут быть использованы, с одной стороны, для детализации фациальных обстановок в пределах ограниченных площадей бассейнов угленакопления (Бетехтина, 1961; Бетехтина, Горелова, 1965), а с другой — для выяснения палеогеографических особенностей крупных территорий. В последнем случае применение ареало-фаунистического принципа при выделении палеогеографических единиц позволяет проследить палеогеографические изменения во времени и наметить основные черты географии поверхности Земли на отдельных временных уровнях. При биogeографическом районировании территории СССР по неморским двустворкам были приняты следующие соподчиненные биogeографические категории: район — провинция — область. При выделении этих категорий решающее значение приобретает анализ состава комплексов в каждом конкретном местонахождении. Комплекс обычно состоит из таксонов, различных по своему происхождению и по своим экологическим особенностям.

Общая числовая характеристика провинций неморских двустворок на родовом уровне для ранней перми

Провинция	Общее число родов	Роды			
		Космополиты	Иммигранты	Типичные для области	Провинциальные
Конец ранней перми					
I. Кузбасская	6	-	3(VII)	2	4
II. Минусинская	2	-	1(I)	2	1
III. Горловская	фауна пока не найдена (отсутствует ?)				
IV. Тунгусская	3	-	2(I)	2	1
V. Приенисейская	3	-	2(?)	1	2
VI. Таймырская	?	?	?	?	?
VII. Южно-Казахстанская	4	№	?	?	?
VIII. ?	?	?	?	?	?
IX. Печорская	5?*	-	1	-	5?
X. Восточно-Европейская	?	?	?	?	?

Начало ранней перми

I. Кузнецкая	5	-	2(III)	4	3
II. Минусинская	3	-	2(I)	2	1
III. Горловская	8	2	2(VI)	2	4
IV. Северо-Тунгусская	3	-	2(VI)	1	1
V. Приенисейская (Норильский р-н)	8	2	4(?)	1	2
VI. Таймырская	10	3	4(III)	2?	4
VII. Южно-Казахстанская	4	1	?	-	4
VIII. Донецкая	2	?	?	-	?

\*Возможно, фауна более разнообразна

Примечание. Римские цифры в скобках указывают основной ареал, из которого происходила миграция таксона.

В зависимости от происхождения выделяются роды и виды: 1) унаследованные от предшествующих обитателей этого ареала и филогенетически с ними связанные, 2) криптогенные, филогенетические связи которых с представителями более древних комплексов пока не установлены и первоначальные ареалы их возникновения неизвестны

ны, 3) различные иммигранты, проникшие в данный ареал из другого, ближайшего или даже далеко удаленного ареала, 4) космополиты — формы, которые известны почти повсеместно на данном временном уровне, а чаще даже проходящие через несколько временных уровней.

В зависимости от экологических особенностей различаются стенобионтные и эврибионтные роды и виды, требующие определенных фациальных обстановок, четкие индикаторы среды обитания. Они могут быть эндемиками, временными или постоянными, что часто свидетельствует о наличии барьеров. Эврибионтные роды и виды легко переносят колебания абиотических условий, обладают высокой способностью к миграции и при благоприятных условиях могут довольно быстро расселяться на значительных площадях.

Фактический материал по неморским двустворкам перми показывает, что нельзя установить строгой субординации между наличием или отсутствием определенных таксонов и рангом биохорий. Степень сходства и различия между палеобиогеографическими подразделениями всех рангов отчетливо меняется; эти изменения отражают основные этапы геологической истории, так как любые изменения палеогеографии отражались на профиле неморских двустворок (см. таблицу).

В течение перми очертания провинций, их число и характер связей между ними неоднократно менялись, что должно соответствовать перестройке палеогеографического плана.

В конце карбона четко определились две биогеографические области: Тунгусская с "фауной М" и Вестфальская с "фауной *Carbonicola*". Эти две крупные ассоциации неморских двустворок, приуроченные к угленосным осадкам, в конце карбона оказались полностью изолированными, что свидетельствует о появлении непреодолимых барьеров для их расселения. Начало перми характеризуется в Тунгусской обл. обособлением целого ряда новых по сравнению с поздним карбоном провинций и изменением очертаний уже существовавших ранее.

Комплексы двустворок названных провинций значительно различаются между собой, так как число провинциальных таксонов сравнительно велико. Это связано с тем, что местообитанием фауны являлись водоемы с различным гидрохимическим режимом. Однако барьеры между ареалами не были непреодолимыми. Провинции располагались, сменяя друг друга, с юга на север, вдоль современного Енисея (см. рисунок), и были последовательно связаны между собой. Несмотря на то, что крайние из них, Минусинская и Таймырская, практически не содержат общих таксонов, они были связаны через Кузбасскую и Горловскую провинции, что отмечено присутствием общих элементов. Миграция фауны происходила, видимо, в виде кратковременных инвазий из соседних бассейнов личинок в конечных стадиях метаморфоза. Попадая в новые условия, они давали различные экофенотипы или гибли. Пути миграции отдельных таксонов и типы преодолимых барьеров были различны. Показательно, что Тай-

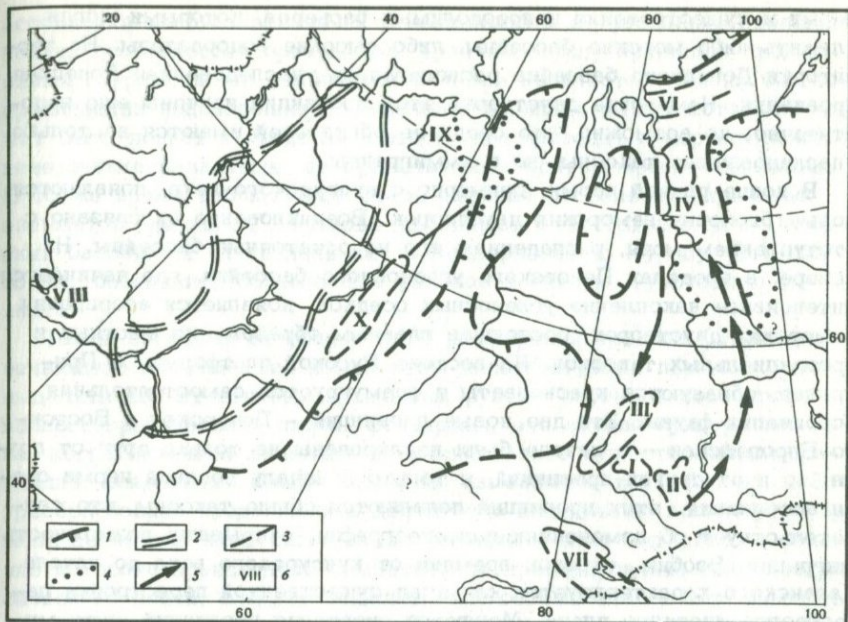


Схема расположения зоогеографических провинций в начале ранней и в начале поздней перми

Провинции: I – Кузнецкая; II – Минусинская, III – Горловская, IV – Тунгусская, V – Приенисейская, VI – Таймырская, VII – Южно-Казахстанская, VIII – Донецкая, IX – Печорская, X – Восточно-Европейская

1 – предполагаемые границы морей и континентов в начале нижней перми; 2 – предполагаемая граница моря в начале поздней перми; 3 – границы провинций ранней перми; 4 – границы новых провинций начала поздней перми; 5 – предполагаемые пути миграции фауны; 6 – провинции (номера соответствуют номерам в таблице)

мырская и Горловская провинции, значительно удаленные друг от друга, имеют большее количество общих таксонов, чем Кузбасская и Горловская, расположенные в непосредственной близости. Это заставляет предполагать условия свободного расселения фауны вдоль западной окраины Сибирской платформы в начале перми. Видимо, расселение шло вдоль побережья морского бассейна, так как расселялись только наиболее "мористые" представители двустворок – роды *Taimyria*, *Modiolopsis* (?), *Goniophorina* (?) – общие для Таймырской и Горловской провинций, наиболее связанных с морем. На юге Казахстана располагалась провинция, населенная очень своеобразной ассоциацией, отличной от "фауны М". Пока не удалось установить в ней общих таксонов с провинциями Тунгусской области. Это говорит о полной изоляции Южно-Казахстанской провинции в начале

перми и существовании непреодолимых барьеров, которыми могли служить либо морские бассейны, либо высокие водоразделы. На территории Донецкого бассейна располагалась унаследованная Донецкая провинция. Неморские двустворки этой провинции изучены еще недостаточно, но возможно, что среди ее обитателей имеются не только унаследованные таксоны, но и иммигранты.

В конце ранней перми, примерно с кунгурского века, появляются новые биохории неморских двустворок. Возникновение их связано с отступлением моря, распадением его на остаточные бассейны. На севере, в пределах Печорского угленосного бассейна, где начинается интенсивное накопление угленосных осадков, появляется ассоциация неморских двустворок, состоящая главным образом из местных и провинциальных таксонов. На востоке Русской платформы, в Приуралье, образуются красноцветы и формуруется самостоятельная ассоциация фауны. Эти две новые провинции – Печорская и Восточно-Европейская – в начале были изолированы не только друг от друга, но и от других провинций, и только к началу поздней перми среди ассоциаций этих провинций появляются общие таксоны, что свидетельствует об изменениях палеогеографии, открывших возможность миграции. Вообще, отрезок времени от кунгурского века до начала Казанского характеризуется как этап существенной перестройки палеогеографического плана. Меняются очертания провинций, пути миграции фауны, появляются новые биохории. Изменение связей между провинциями сопровождалось и значительным и неоднократным изменением таксономического состава комплексов во времени и быстрым их замещением в пространстве. Достаточно сказать, что элементы южноказахстанской ассоциации проникают далеко на север, в Кузнецкую провинцию, а многие обитатели Кузнецкой провинции широко расселяются в пределах Тунгусской. Наблюдается проникновение отдельных элементов фауны Печорской провинции на юг в Восточно-Европейскую провинцию и на север Сибирской платформы (Норильский район).

Начало казанского века отличается новыми изменениями в палеогеографии. В европейской части СССР освобождаются от моря значительные площади и там начинает формироваться новая ассоциация неморских двустворок (фауна "палеомутела"). Характерные представители этой ассоциации – роды *Palaeomutela* и *Palaeanodonta* – обладали очень высокой способностью к миграции, чему способствовало развитие речных систем, так как эти роды были обитателями текучих вод. Изменения в условиях обитания фауны (появляются таксоны, связанные с речными системами), некоторая стабилизация и выравнивание обстановки приводят к сближению таксономического состава комплексов различных провинций.

Конец поздней перми (татарский век) характеризуется новой дифференциацией фауны. Появляется большое количество экологических ниш – водоемов с различным геохимическим режимом, что, видимо, связано со значительными изменениями климата и вторичным засолением водоемов. Этот процесс сопровождался обособлением

ассоциаций и группировкой их в зависимости от фациально-экологических особенностей организмов. Границы между крупными провинциями стираются, но появляется большое количество мелких биогеографических подразделений (районов), изоляция между которыми может быть полной и продолжительной, что приводит к формированию генетически различных, но существующих одновременно ассоциаций. В то же время наблюдается очень широкое расселение отдельных элементов "фауны М", которые проникают и на Таймыр, и в Печорский бассейн, и на крайний юг, в Кендерльжскую мульду. Это позволяет объединить большинство районов в единую Тунгусскую область.

Таким образом, на фоне общего расширения ареалов фауны, отвечающего постепенным изменениям палеогеографии перми, можно выделить два отчетливых временных рубежа коренной перестройки палеогеографического плана. Во-первых, это начало кунгурского века, когда начинают меняться очертания ранее существовавших провинций, появляются новые биохории, изменяются типы барьеров. Эти преобразования продолжались достаточно длительный промежуток времени до начала казанского века. Возможно, этот интервал, в течение которого происходило существенное преобразование палеогеографического плана, следует выделить как особый этап и использовать для уточнения подразделения пермской системы, выделив соответствующий ему интервал в качестве среднего отдела перми.

## ABSTRACT

The Permian was characterized by considerable diversity of facies environments and their changeability against the background of successive expansion of continents. Under such conditions the paleogeographical principle becomes the main for correlation, whereas non-marine bivalve mollusks, inhabitants of subsaline and freshwater reservoirs frequently related to coal-bearing formations compose the most important group for paleogeographical reconstructions. This group testifies to closeness of land with a peculiar type of landscapes. Changes in the composition of faunal assemblages, the ways of migration of some taxons changes of the areal shape are the main sources of information for paleogeographical reconstructions. A thorough analysis of faunal assemblages in the given localities is the basis for distinguishing the biochores of various ranks (realm - province - region); distinguishing of taxa of different origin (provincial, cryptogenic, immigrants, cosmopolitans) and ecology (stenobiotic, eurybionic). The degree of resemblance and differences between biogeographical subdivisions according to such categories changes clearly in time reflecting the stages of the geological history. In the Tunguska biogeographical area with an inherited association of non-marine bivalves ("M fauna") the beginning of Permian has been marked by isolation of new provinces. Isolation between provinces was incomplete. Transitory invasions into contiguous areals formed new ecophenotypes.

Therefore, difference between assemblages for remoted provinces (Taimir and Kuzbassko-Minusinskaya) was considerable. Presence of consecutively associated elements from "M fauna" unites the provinces into one region. Isolation of the Donetsk and South-Kazakhstan provinces was complete, sea basins and watersheds being insuperable barriers. The end of the Early Permian (Kungurian epoch) is characterized by changing the boundaries of provinces and increasing similarity of assemblages. This results from alteration of the relief, types of basins hydrosystems that favoured a more free faunal distribution. Decrease of the sea conditioned the appearance of new provinces (Pechera, East-European) with genetically different assemblages of non-marine bivalves ("Paleomutella fauna"). In the Late Permian (Kazanian epoch) new changes in paleogeography took place determining wide distribution of fauna and mutual penetration of "M fauna" and "paleomutella fauna" elements. The boundaries of provinces become obliterated, similarity of the assemblage composition increasing.

The end of the Late Permian is known for throughout occurrence of the "M fauna" elements and with new differentiation in faunistic assemblages according to ecological peculiarities (realm). Two temporal levels of considerable reconstruction of paleogeographical aspect can be used for specifying the subdivisions of the Permian system and distinguishing (from the foot of the Kungurian to that of the Kazanian stage) of the middle series of the Permian, as a stage of the fundamental reconstruction in paleogeography.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтина О.А. 1961. Опыт построения палеофаунистических карт Кузбасса. - Докл. АН СССР, т. 141, № 2.
- Бетехтина О.А. 1966. Верхнепалеозойские неморские двустворки Сибири и Казахстана. М., "Наука".
- Бетехтина О.А. 1972. Основные принципы систематизации неморских двустворчатых моллюсков. - В сб. "Морфологические и филогенетические вопросы палеонтологии." М., "Наука".
- Бетехтина О.А. 1973. О значении неморских двустворок для палеогеографических построений. - Труды ИГиГ, вып. 169. "Среда и жизнь в геологическом прошлом". Новосибирск.
- Бетехтина О.А., Горелова С.Г. 1965. Палеоэкологическое районирование Кузнецкого бассейна для позднего палеозоя. - Палеонтол. журн., № 1.
- Миклухо-Маклай А.Д. 1963. Верхний палеозой Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ.
- Негаев А.В. 1896. Фауна пермских отложений восточной полосы Европейской России. - Труды О-ва естествоиспыт. Казанского ун-та, т. 27, вып. 4.
- Стратиграфия СССР. Пермская система. 1966. М., "Недра".

## ПРОБЛЕМЫ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА

П. П. ТИМОФЕЕВ, В. И. КОПОРУЛИН

### ЛИТОГЕНЕЗ МОРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ И ВОПРОСЫ ГИДРОХИМИИ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Изучение постседиментационных минеральных превращений в осадочных образованиях различного генезиса показывает, что литогенез морских отложений характеризуется важными специфическими особенностями. В ходе аутигенного минералообразования первичный глинистый цемент осадков и в меньшей степени кластогенные компоненты превращаются в хлорит, иллит, цеолиты.

С большей детальностью такие минеральные превращения были изучены авторами в ряде районов Северо-Востока и Дальнего Востока СССР: на Сахалине, Камчатке, в северо-восточной части Якутской АССР, Магаданской обл. (Копорулин, 1972, 1974). Осадочные толщи этих районов сложены песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, глинами (аргиллитами). Породы имеют резко полимиктовый состав, для песчано-гравийной их фракции характерно высокое содержание обломков эффузивов, а исходная глинистая фракция содержала в большом количестве трехслойные ди- и триоктаэдрические минералы: монтмориллонит, хлорит, вермикулит, иллит, деградированный биотит и их смешаннослойные фазы. Мощности изученных осадочных толщ и глубина их погружения в литосфере варьируют от нескольких сот до нескольких тысяч метров; возраст изменяется от позднего мела до неогена включительно.

Особенно интенсивно формирование аутигенных хлорита и иллита развивается за счет монтмориллонита, вермикулита, деградированного биотита. В песчано-гравийных породах новообразованный глинистый цемент приобретает четко выраженное кустификационное строение и состоит из мелких, сильно удлинённых чешуек, ориентированных от периферии пор к центру (рис. 1). В этих породах в составе новообразованного глинистого материала резко преобладает хлорит, а иллит находится в меньшем количестве. К центральным участкам пор иногда приурочены небольшие выделения цеолитов (клиноптилолит, ломонтит), образовавшиеся также за счет изменения монтмориллонита. Значительные количества аутигенных цеолитов формируются также за счет изменения вулканического стекла пепловых частиц.

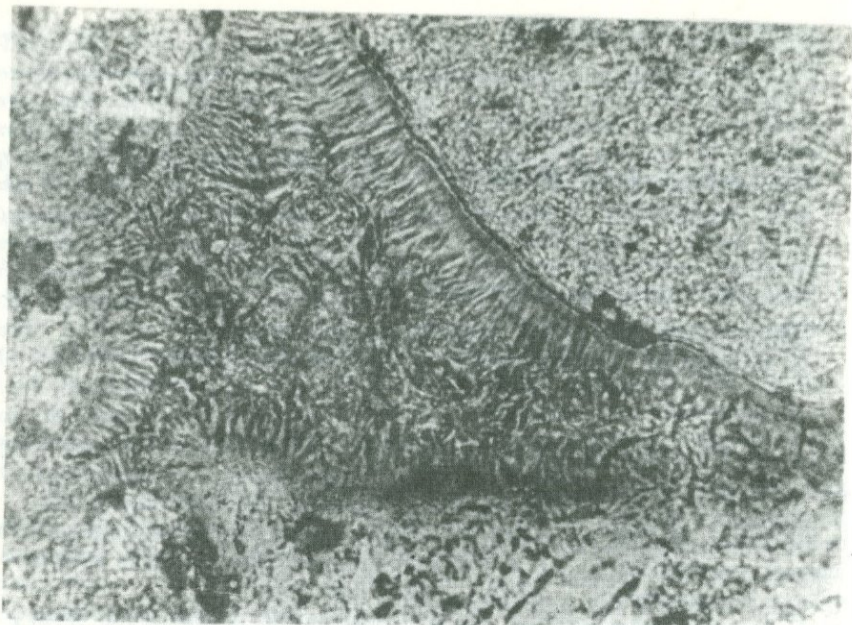


Рис. 1. Крустификационный хлоритовый цемент в поре песчаника. Николи параллельны. Увел. 600 х

В алеврито-глинистых породах новообразованный глинистый цемент имеет тонкоагрегатное строение и состоит из беспорядочно ориентированных частиц. Спецификой литогенеза этих пород по сравнению с песчано-гравийными является повышенное содержание аутигенного иллита и низкое хлорита. Формирование цеолитов за счет глинистых минералов исходного глинистого цемента в этих породах не происходит, хотя за счет вулканического стекла образуются большие количества этих минералов.

Как в песчано-гравийных, так и в алеврито-глинистых породах значительные количества хлорита и в меньшей степени иллита формируются за счет изменения обломков эффузивов, полевых шпатов, вулканического стекла, эпидота, роговой обманки и некоторых других обломочных компонентов.

Масштабы минеральной перестройки пород и в первую очередь глинистого цемента прогрессивно возрастают с глубиной погружения в литосфере. Первые признаки начавшегося преобразования глинистого материала (монтмориллонитового в первую очередь) устанавливаются при глубинах погружения в литосфере 1,5 - 2,5 тыс. м. На этих же глубинах начинается интенсивное превращение вулканического стекла в цеолиты (клиноптилолит).

При глубине погружения 5-6 тыс. м перестройка исходного глинистого цемента в хлорит, иллит и цеолит (ломонтит) выражена

очень сильно. Здесь почти вся исходная глинистая фракция песчаников замещена новообразованными минералами. Цеолиты ранних генераций, сформировавшиеся по вулканическому стеклу, переходят в ломонтит.

Значительное влияние на интенсивность минеральных преобразований глинистой фракции оказывает гранулометрический размер пород. С максимальной интенсивностью все процессы проявляются в гравелитах и крупнозернистых песчаниках, последовательно снижаясь в средне-, мелкозернистых песчаниках, алевролитах и глинах. В двух последних разностях нередко удается фиксировать присутствие монтмориллонита в виде мономинеральной фазы или в виде пакетов в смешаннослойных фазах.

Последовательность преобразования первично монтмориллонитовой глинистой фракции пород в третичных и верхнемеловых отложениях о-ва Сахалин иллюстрирует рис. 2. Эта последовательность отражает литолого-фациальный разрез одной из скважин с поинтервальным отбором зерна и дифрактограммы фракции меньше 0,001, выделенной из пород. Мощность изученного здесь разреза составляет 2300 м, а мощность комплекса перекрывающих неогеновых осадков достигает 2-2,5 тыс. м. Переход от почти чистого монтмориллонита (образцы 1, 2) к смешаннослойной фазе упорядоченно переслаивающихся монтмориллонитовых и хлоритовых пакетов (образец 6) происходит в интервале разреза мощностью около 2 тыс. м.

В нижней части вскрытой скважиной осадочной толщи, относящейся по времени накопления к началу палеогена и концу позднего мела, глинистая фракция песчаников и гравелитов содержит более высокие количества хлорита (см. рис. 2, 6), чем глинистая фракция алевролитов (см. рис. 2, 5). На это указывает соотношение рефлексов, соответствующих иллиту и хлориту в насыщенных глицерином и прокаленных при 550° образцах из алевролитов и песчаников. Эти соотношения отражают специфику минеральных преобразований исходного глинистого цемента в песчано-гравийных и алевроито-глинистых породах.

Очень четко различия в интенсивности и характере минеральной перестройки песчано-гравийных и алевроито-глинистых пород проявились в морских отложениях верхнего мела Северо-Западной Камчатки. На рис. 3 представлены дифрактограммы глинистой фракции из различных литологических типов пород этого района. Образцы отобраны из интервала разреза небольшой мощности и, таким образом, испытали погружение в литосфере практически на одну и ту же глубину - около 5,5-6 тыс. м.

Анализ дифрактограмм показывает, что глинистая фракция представлена: почти чистым монтмориллонитом (см. рис. 3, А) или смешаннослойной фазой монтмориллонит/гидрослюда (см. рис. 3, Б) в мелкозернистом алевролите; близкой к коренситу фазой - в мелкозернистом (см. рис. 3, В) и среднезернистом (см. рис. 3, Г) песчаниках и хлоритом с небольшим количеством разбухающих пакетов - в крупнозернистом песчанике (см. рис. 3, Д).

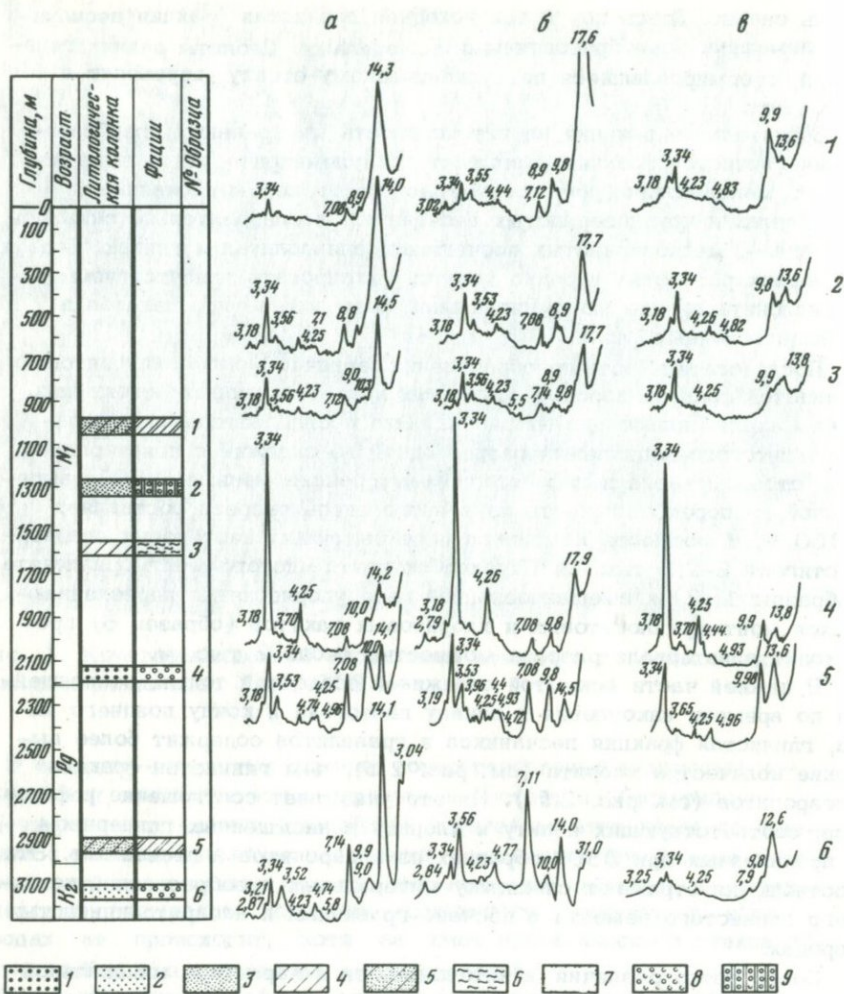


Рис. 2. Литологическая колонка и дифрактограммы образцов глинистой фракции из пород мезо-кайнозойских отложений Южного Сахалина

Литология: 1 - песок крупнозернистый; 2 - песок среднезернистый; 3 - песок мелкозернистый; 4 - алевролит мелкозернистый; 5 - алевролит крупнозернистый. Фашии: 6 - алевро-глинистых осадков полуизолированного прибрежного мелководья морского бассейна; 7 - алевро-глинистых осадков прибрежного мелководья морского бассейна; 8 - песчаных осадков сильно подвижного приустьевое морского мелководья морского бассейна; 9 - песчаных осадков сильно подвижного мелководья морского бассейна; а - природный образец; б - насыщенный глицерином; в - прокаленный при 550°

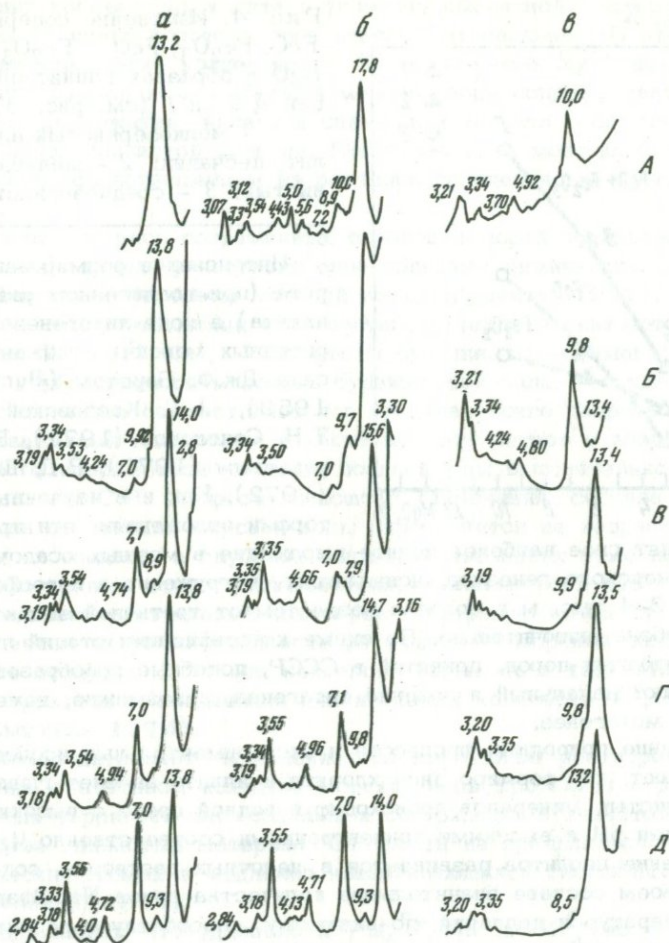


Рис. 3. Дифрактограммы глинистой фракции из различных литологических типов пород нижнемеловых отложений района Пенжинской губы

А, Б - мелкозернистые алевролиты; песчаник; В - мелкозернистый, Г - среднезернистый, Д - крупнозернистый; а, б, в - см. на рис. 2

На рис. 4 видно, что при возрастании роли хлорита в глинистых фракциях изученных образцов этого района в их химическом составе последовательно увеличивается содержание: MgO - от 3 до 10%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - от 3,2 до 5,4%; FeO - от 1,8 до 8,2% и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO - от 5 до 13,6%. Такое увеличение вполне понятно, если учесть более высокое содержание магния двух- и трехвалентного железа в кристаллической решетке хлорита по сравнению с монтмориллонитом.

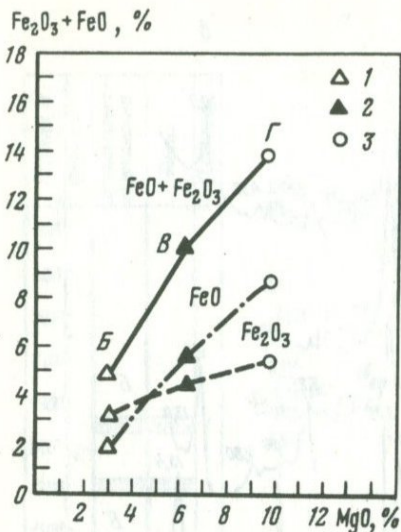


Рис. 4. Изменение содержания FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO в образцах глинистой фракции B, B и Г (см. рис. 3)

1 — мелкозернистый алевролит; песчаник: 2 — мелкозернистый; 3 — среднезернистый

Интенсивное формирование хлорита (при подчиненном развитии иллита) в ходе литогенеза терригенных морских отложений описана Дж.Ф. Берстом (Burst, 1959), А.Г. Коссовской и Т.Н. Соколовой (1972), В.И. Муравьевым (1972), В.Д. Шутовым (1972). Как и в изученных авторами отложениях, эти процес-

сы находят свое наиболее полное выражение в мощных осадочных толщах морского генезиса, испытавших погружение в литосфере на глубину 3–4 тыс. м и более с возрастом от третичной эпохи до перми и карбона включительно. По схеме классификации стадий литогенеза осадочных пород, принятой в СССР, подобные преобразования охватывают начальный и поздний катагенез, а возможно, даже начальный метагенез.

Изучение природных процессов и экспериментальные исследования показывают, что формирование хлорита и иллита за счет глинистых и неглинистых минералов происходит в водной среде с высокими значениями pH и высокими концентрациями соответственно Mg и K. Образование цеолитов развивается в щелочных растворах, содержащих в своем составе значительные количества ионов Na. Возрастная температур и давлений, по-видимому, способствует развитию этих процессов.

Вода современных океанов и морей представляет собой раствор с относительно высокой минерализацией (до 35 г/л), со значениями pH, равными примерно 8,2. Она характеризуется высоким содержанием Na<sup>+</sup> (10,7 г/л), Mg<sup>2+</sup> (1,3 г/л), K<sup>+</sup> (0,38 г/л) в катионной части; Cl<sup>-</sup> (19,3 г/л) и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (2,79 г/л) — в анионной. Таким образом, морская вода содержит в своем составе основные компоненты, необходимые для образования хлорита, иллита, цеолитов и является важным фактором, воздействие которого на минеральные компоненты осадков и пород приводит к описанным выше преобразованиям в литогенезе.

Известные эксперименты Вайтхауза и Маккартера (Whitehouse, McCarter, 1959) показали, что химический раствор, аналогичный по составу морской воде, но лишенный характерных для последней содержаний органических веществ, действительно способен произвести почти полную перестройку монтмориллонита в хлорит при весьма

небольших количествах иллита в условиях комнатной температуры и давления за очень короткий срок (несколько месяцев). В этих экспериментах увеличение концентрации  $K^+$  и снижение  $Mg^{2+}$  по сравнению с их содержанием в обычной морской воде сопровождалось увеличением содержания иллита и снижением хлорита в составе новообразованной глинистой фракции. Преобразование монтмориллонита сопровождалось поглощением из раствора определенных количеств  $Mg$  и  $K$ .

Изучение осадков современных океанов и морей показывает, что иловые воды их поверхностного слоя обладают химическим составом, очень близким с составом морской воды (Шишкина, 1972); с погружением в толщу отложений в их составе отчетливо снижаются содержания  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ . Результаты бурения, проводимого по программе глубоководного морского бурения, показали, что удаление этих компонентов осуществляется в пределах всего разреза, вскрытого скважинами мощностью в несколько сот метров с возрастом осадков от современной эпохи до поздней юры включительно.

По данным С.И. Смирнова, масштаб отклонения состава иловых растворов от состава морской воды определяется не возрастом вмещающих их осадков, а глубиной залегания последних ниже поверхности. По данным этого исследователя, удаление всех перечисленных компонентов из иловых растворов непрерывно компенсируется поступлением их новых количеств из наддонной морской воды в результате диффузии. Если эта концепция верна, то в ходе этих процессов происходит связывание значительных количеств  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$  и  $Na^+$  (Смирнов, 1974).

Наиболее интенсивно изменение состава иловых растворов по сравнению с составом исходной морской воды протекает в разрезах, сложенных терригенными осадками и содержащих в значительном количестве глинистый материал. Оно почти не проявляется в гемипелагических глинах и медленно накапливающимися биогенными осадками (Manheim, 1974).

Предполагают, что удаление  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na$  и  $SO_4^{2-}$  из иловых осадков океанов и морей осуществляется в результате поглощения их твердой фазой осадков (в первую очередь глинистыми минералами) и формирования ряда аутигенных минералов. Учитывая небольшую мощность осадочного чехла, в пределах которого происходят эти процессы (несколько сот метров), можно отнести их к диагенезу и начальным этапам катагенеза.

Понижение содержания иона  $SO_4^{2-}$  в поровых растворах хорошо коррелируется с образованием аутигенных сульфидов железа, действительно широко распространенных в осадках. Менее определенно решается вопрос с удалением  $Mg$ ,  $K$ ,  $Na$ , поскольку процессы минеральной перестройки в этих отложениях имеют ограниченный характер. Несомненно, аутигенные хлорит, иллит, сепиолит, пальгорскит встречаются очень редко; более частыми являются новообразованные монтмориллонит, глауконит, цеолиты. Однако распределение аутигенных минералов в колонках буровых скважин не обнаруживает прямой

корреляции с глубиной погружения ниже поверхности морского дна, а распределение глинистых минералов в осадках океанов и морей отбечает концепции о терригенном разноте материала.

Эти наблюдения показывают, что при изменении химического состава иловых вод в осадках современных океанов и морей и удалении из них ионов  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$  преобладают процессы сорбции или такое внедрение этих ионов в кристаллическую решетку минералов, которое не приводит к минеральной перестройке последних. Часть  $Mg^{2+}$ , возможно, поглощается решеткой глинистых минералов, вытесняя определенные количества железа (Drever, 1971).

Существующие данные свидетельствуют о постоянстве химического состава морской воды на протяжении длительного отрезка геологической истории Земли (Виноградов 1967; Страхов 1971). Отложения океанов и морей, вскрытые скважинами глубокого бурения, и изученные толщи морского генезиса современных континентов с интенсивными минеральными превращениями охватывают близкие отрезки времени. Основное различие между ними заключается в том, что последние были погружены на значительную глубину в литосфере и подверглись воздействию стресса в ходе складкообразовательных процессов. Это позволяет считать, что эти две группы отложений характеризуют различные этапы преобразования терригенных осадков.

Сравнительно небольшие глубины скважин, пройденных в толще терригенных осадков океанов и морей, не дают основания судить о характере минеральных превращений в более глубоких слоях осадочного покрова. Наиболее вероятно, что там развиваются процессы аутигенного минералообразования, характерные для осадочных толщ морского генезиса современных континентов, испытавших погружение на большие глубины в литосфере. И, наоборот, для морских терригенных осадков геологического прошлого существовали все необходимые предпосылки для развития сорбции при небольшой мощности покрова более молодых осадков, которая сменялась интенсивным минералообразованием, когда такие мощности сильно возрастали.

Характерно, что состав подземных вод, насыщающих ископаемые морские осадки современной суши, обнаруживает известное сходство с составом морской воды. Так, поровые воды третичных и верхнемеловых отложений о-ва Сахалин, вскрытых нефтяными скважинами на глубинах около 3 тыс. м, относятся к хлоридно-натриевому типу, обладают минерализацией до 26,2 г/л и содержат в своем составе  $Na+K$  (главным образом  $Na$ ) до 9,3 г/л,  $Mg^{2+}$  — до 0,115 г/л,  $Cl$  — до 15 г/л и  $SO_4^{2-}$  — до 23 мг/л.

Решающее значение в изменении состава поровых растворов таких погребенных толщ морского генезиса, оказавшихся затем на континенте, играет инфильтрация с поверхности пресных вод метеоритного происхождения или диффузия ионов из более глубоких слоев к поверхности (Равдоникас, 1972; Смирнов, 1974). По данным С.И. Смирнова, определенное значение в изменении химического сос-

тава поровых растворов играет продолжающееся поглощение некоторых катионов ( $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ) твердой фазой терригенных пород. Интенсивная минеральная перестройка последних, по-видимому, происходит за счет катионов, поглощенных из иловых вод и морской воды на предшествующих этапах литогенеза, а с другой стороны, — за счет непосредственного заимствования из поровых растворов.

Описанные процессы имеют, несомненно, огромное геохимическое значение. Изучение баланса веществ, поставляемых реками в моря и океаны с континентов, показывает, что общее количество  $Mg$ ,  $K$ ,  $Fe$ ,  $SiO_2$  и некоторых других компонентов, заключенных в морской и океанической воде, значительно ниже количества, которое поступило с суши даже за сравнительно короткий с геологической точки зрения отрезок времени. Расчеты показывают, что за 100 млн. лет в моря и океаны поступило по меньшей мере  $Na$  в 1,4,  $Mg$  в 7,  $K$  в 15,  $Ca$  в 81 и  $SiO_2$  в 5300 раз больше, чем находится в современной воде океанов и морей (Mackenzie, Garrels, 1966).

В числе названных компонентов практически нет ни одного, который не принимал бы участие в процессах аутигенного минералообразования, протекающих в ходе литогенеза морских терригенных осадков.  $Na$  и  $Sr$  расходуются на формирование цеолитов,  $Mg$  и  $Fe$  — хлорита,  $K$  — иллита,  $SiO_2$ , попавший в осадок за счет микробиологической деятельности, мог быть использован при формировании любого из названных минералов. Особенно велика роль  $SiO_2$  при преобразовании двухслойных глинистых минералов (каолинита, галлуазита) и аморфного материала (окислы и гидроокислы алюминия и железа) в трехслойные глинистые минералы.

Изложенные данные дают основание предполагать, что литогенез терригенных осадков океанов и морей является важным механизмом, играющим решающую роль в поддержании постоянства химического состава морской воды. Он представляет собой одно из звеньев гигантского круговорота веществ между континентами и океанами, устойчиво существовавшего в геологической истории нашей планеты.

## ABSTRACT

The study of Mesozoic and Cenozoic sediments in the North East and Far East regions of the USSR and available data on the deposits of the modern seas and oceans enable to distinguish two stages in litptenesis of terrigenous rocks.

The absorption of  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  by mineral components (mainly clay minerals) takes place at the diagenesis and initial catagenesis, the mineral transformation being rather low.

Great quantities of chlorite, illite, zeolites appear in terrigenous rocks at low catagenesis and metagenesis, while the sediments have the depth of burial under the cover of later sediments more than 1,5—2 thousands meters. These minerals are formed at the expense of the initial clayey material and some clastic components of sediments.

It is supposed that these processes are of great geochemical importance in the balance of matter between the continents and oceans and in the retaining of constancy in the composition of ocean water.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А.П. 1967. Образование океана. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Виноградов А.П. 1968. Геохимические проблемы океанологии. — В кн. "Основные проблемы океанологии". М.
- Копорулин В.И. 1972. Катагенетические изменения песчано-гравийных пород верхнего мела района Пенжинской губы на Камчатке. — Литология и полезные ископаемые, № 2.
- Копорулин В.И. 1974. О специфике катагенеза терригенных пород осадочных толщ морского и континентального генезиса. — Докл. АН СССР, т. 217, № 4.
- Коссовская А.Г., Соколова Т.Н. 1972. Граувакки красноцветной формации Оренбургского Приуралья. — В кн. "Граувакки". М., "Наука".
- Муравьев В.И. 1972. Граувакки меденосной формации Мангышлака. — В кн. "Граувакки". М., "Наука".
- Равдоникас О.В. 1972. Вопросы палеогеогеологии и формирования подземных вод. — В кн. "Гидрогеология СССР", т. XXIV. "Остров Сахалин". М., "Недра".
- Смирнов С.И. 1974. Введение в изучение геохимической истории подземных вод. М., "Недра".
- Грахов Н.М. 1971. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза. — Литология и полезные ископаемые, № 5.
- Франк-Каменецкий В.А. 1970. Гидротермальный синтез смешанных образований в системах каолинит-хлориды К, Na, Ca, Mg под давлением. — В сб. "Глины, их минералогия, свойства и практическое значение". М.
- Шишкина О.В. 1972. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., "Наука".
- Шутов В.Д. 1972. Граувакки меденосной формации Джекказгана. — В кн. "Граувакки". М., "Наука".
- Burst J.F. 1959. Postdiagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf coast Eocene. — In "Clays and Clay Minerals". London, New York, Paris, Los Angeles, Pergamon Press.
- Caillere S., Henin S. 1949. Experimental formation of chlorite from montmorillonite. — Mining Mag. and J. Min. Soc., v. 28, N 205.
- Caillere S., Henin S., Meriaux S. 1948. Transformation expérimentale d'une montmorillonite en une phyllite à 10 Å type illite. — C. r. Acad. sci. Fr., t. 225.
- Drever J.I. 1971. Magnesium-iron replacement in clay minerals in anoxic marine sediments. — Science, v. 72.
- Hay R.L. 1966. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. — Geol. Soc. America Spec. Paper, N 85.
- Henin S. 1955. Synthesis of clay minerals at low temperatures. — In "Clays and clay minerals". Nat. conf., London, New York, Paris, Los Angeles, Pergamon Press.
- Mackenzie F.T., Garrels R.M. 1966. Chemical mass balance between rivers and oceans. — Amer. J. Sci., v. 264.

Manheim F.T. 1974. Comparative studies on extraction of sediment interstitial waters. Discussion and comment on the current state of interstitial water studies. — In "Clays and clay minerals", v. 22, N 4.

Whitehouse U.G., Mc Carter R.S. 1959. Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water. — In "Clays and clay minerals". Proc. 5th Nat. Conf. (1956). London, New York, Paris, Los Angeles, Pergamon Press.

А. Г. КОССОВСКАЯ, В. Д. ШУТОВ

## ОКЕАНИЧЕСКИЙ ЭПИГЕНЕЗ

Материалы керна многочисленных скважин, прошедших первый слой океанических пород, полученные в результате глубоководного бурения "Гломар Челленджер", обобщение материалов, собранных советскими и зарубежными исследователями по современным осадкам и коренным породам дна океана, дали информацию, позволяющую сейчас по-новому рассмотреть особенности формирования океанических осадков, а также впервые поставить проблему океанического эпигенеза и его сопряжения с метаморфизмом океанического субстрата (Коссовская, Шутов, 1975).

Минеральными индикаторами, служащими базой для решения сложного комплекса вопросов, связанных со стадиями океанического пороодообразования, являются в первую очередь глинистые минералы и цеолиты — характерные компоненты пелагических осадков. Такая роль глинистого вещества определяется, во-первых, его огромной распространенностью в пределах отложений абиссальных равнин и других структурных элементов океанического дна, а во-вторых, высокой лабильностью глинистых минералов, равно как и цеолитов, чутко реагирующих на специфику физико-химических и термодинамических условий.

Проведенные авторами детальные исследования глинистых и органогенно-глинистых пород от современных до меловых по материалам скважин глубокого бурения "Гломар Челленджер" в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах (рейсы 2, 20, 27-й), а также обобщение литературных материалов позволили предложить новую модель глобального океанического глинообразования (Коссовская, 1975б; Коссовская и др., 1975).

Сущность ее заключается в следующем. Пелагические глины имеют в основном аутигенное происхождение; основным минералом является специфический железистый монтмориллонит, который можно назвать "океаническим" монтмориллонитом. О вулканогенном монтмориллоните в океанических глинах известно давно, однако его специфика и отличия от континентальных вулканогенных монтмориллонитов оставались неизвестными. Для океанического монтмориллонита характерно высокое содержание окисного железа (до 6-7%), крайняя нестойкость к воздействию кислот и специфическая тонко-

игольчатая форма, не оставляющая сомнения в его аутигенном происхождении. Этот тип монтмориллонита оказался основным "фоновым" компонентом пелагических глин, а также кремнистых и наннопланктонных пород третичного и мезозойского возраста. Анализ химико-минералогического состава изученных ферримонтмориллонитовых глин показал, что они идентичны составу продуктов разложения толеитовых базальтов, изученных Метьюзом (1973), Томпсоном (Thompson, 1973), Мелсоном (Melson 1973), Хартом (Hart, 1973) и другими исследователями. Полученные данные позволили прийти к заключению, что "фоновая" однородность состава глубоководных глин является прямым следствием однородности состава океанических толеитовых базальтов (Коссовская, 1975а; Коссовская, Шутов, 1975). При нарастающем гальмиролитическом разложении базальтов возрастает содержание  $Fe_2O_3$ , уменьшается  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ , резко увеличивается содержание  $K_2O$  и воды.

Изучение авторами мощных разрезов третичных и меловых отложений скважины 9 рейса 2 (мощностью около 800 м) и скважин 259, 261 рейса 27 позволило проследить особенности изменения глинистого вещества в своеобразных условиях океанического эпигенеза. Сущность их заключается в появлении при движении сверху вниз по разрезу необычных форм раскристаллизации глинистого вещества, представленного в основном "океаническим" ферримонтмориллонитом. В образцах глин разреза скважины 9 мощностью около 835 м, отличающихся большой литолого-минералогической однородностью, удается проследить под электронным микроскопом целую гамму преобразований глинистого вещества. На электронномикроскопических снимках прослеживается ряд переходов от неправильных частиц, состоящих из тончайшего войлокоподобного материала, до великоколешно окристаллизованных игольчатых и тонколенитовидных образований, часто образующих своеобразные сростки типа метелок.

Следует отметить, что морфология частиц заметно меняется при движении вниз по разрезу; в нижних горизонтах (эоцен-мел) скважин 9 и 259 иголки приобретают более четко ограниченную форму. Это не является следствием гидрослюдизации монтмориллонита, как можно было ожидать по аналогии с поведением монтмориллонита в разрезах толщ континентов: содержание воды и  $K_2O$  практически остается постоянным как в валовом составе глин, так и в фракции меньше  $0,001$  мм.

Полученные материалы позволяют впервые наметить особенности минералообразования при океаническом эпигенезе.

1. В условиях высокого давления столба океанических вод не происходит быстрого отжимания поровых вод и соответствующего уплотнения глинистых осадков, как в мелководных эпиконтинентальных бассейнах. В этих условиях ферримонтмориллонитовые минералы легко раскристаллизовываются, приобретая игольчато-пластинчатые формы, совершенно не свойственные никаким минералам глин и аргиллитов континентов. Подобные формы имеют иногда гидрослюдистые минералы в поровых участках песчаников в разрезах, изученных

на континентах, где существовало свободное пространство, благоприятное для свободного роста кристаллов. В океанических глинах зарождение кристаллитов осуществляется в условиях высокой диффузионной проницаемости осадков и реализуется в формировании специфического тиксотропного каркаса, благоприятствующего дальнейшему разрастанию игольчатых индивидуумов ферримонтмориллонита. Образование тиксотропного каркаса глинистых осадков определяет очень медленное их уплотнение (за счет увеличения размера кристаллитов и появления вместо игольчатых удлиненно-пластинчатых форм) и сохранение высокой пористости длительное время и на значительных глубинах. На глубинах от первых десятков и до 150–200 м пористость глинистых осадков уменьшается от 90 до 45–50%. В дальнейшем пористость меняется очень мало и составляет 43–40% на глубине около 800 м (скважина 9, рейс 2). Массовое появление "игольчатой раскристаллизации" глинистого вещества наблюдается обычно также ниже 150–200 м.

Принципиально другой характер имеет изменение пористости в глинистых осадках третичного и мезозойского возраста на континентах. На глубине около 800 м пористость третичных и мезозойских глин никогда не превышает 20–25%. Очевидно, несколько резко отличаются значения изменения пористости одновозрастных отложений континентов и океанов. Таким образом, длительное сохранение высокой пористости и сопряженная с этим специфическая раскристаллизация ферримонтмориллонитов являются одной из характернейших черт эпигенеза глинистых океанических отложений первого слоя.

2. Второй особенностью эпигенеза океанических осадков является зональное распространение цеолитов. Можно, по-видимому, говорить о двух вертикальных, стадийных (?) зонах распространения цеолитов, представляющих специфическую цеолитовую фацию океанических осадков. Верхняя зона, охватывающая отложения от современных до миоцена, отличается присутствием филиппсита (K–Na–цеолита), нижняя – от эоцена до мела – клиноптилолита (преимущественно Ca–Na–K–цеолита). Филиппсит характеризуется низким отношением  $SiO_2:Al_2O_3 = 2-3$ , что как бы подчеркивает его родство с измененной палагонитизированной гиалокластикой базальтового состава. В клиноптилолитах отношение  $SiO_2/Al_2O_3$  всегда больше 6–7, до 10. Увеличение роли  $SiO_2$  может, вероятно, быть связанным с интенсивным поступлением его в баланс аутигенного минералообразования за счет растворения различных твердых фаз кремнезема как биогенного, так и неорганического происхождения. Причины зонального распределения цеолитов в осадках первого слоя требуют дальнейших исследований. Не исключено, что это является не только следствием эпигенетических изменений, но и разного первичного состава цеолитов в эоценово-меловых и миоцен-современных осадках. Образование более "щелочного" филиппсита может быть следствием увеличения роли щелочного вулканизма в послеоценовое время (Коссовская, 1975a).

3. Третья особенность эпигенетического преобразования океанических осадков наглядно воплощается в минеральной и кристаллохимической эволюции минералов группы кремнезема с последовательной перекристаллизацией аморфного биогенного кремнезема в кристобалит и далее в кварц. Пожалуй, этот вопрос из всей проблемы эпигенеза океанических осадков привлек наибольшее внимание исследователей (Wcaver, Wise 1973; Greenwood, 1973, Davies, Supko, 1973, и др.). По наблюдению всех названных авторов, эпигенетический ряд опал → кристобалит → мелкозернистый кварц прослеживается достаточно отчетливо. По нашим наблюдениям, зональность в распределении различных форм кремнезема отчетливо проявляется в кремнистых породах скважин станции 8 рейса 2. В эоценовых и меловых слоях на глубинах около 250 м наблюдается интенсивная раскристаллизация и заполнение камер радиолярий микрозернистым халцедоном, сменяющимся в нижележащих горизонтах кварцем; в раковинах радиолярий часто можно наблюдать отчетливые пирамиды роста новообразованного кварца.

В заключение следует рассмотреть вопрос о характере сопряжения осадочных отложений первого слоя с измененными метаморфизованными породами второго и третьего слоев, иными словами рассмотреть характер сопряжения океанического эпигенеза и океанического метаморфизма. Конечно, необходимые материалы для изучения этих явлений появятся только после получения кернов скважин, прошедших второй слой, однако некоторые предварительные данные имеются уже сейчас.

Драгирование, проведенное в различных районах Срединно-Атлантического и Индийского хребтов, главным образом в пределах зон трансформных разломов, показало широкое распространение метаморфизованных пород. Среди образцов измененных базальтов, долеритов и габбро рядом исследователей были выделены породы, принадлежащие к цеолитовой, зеленосланцевой и амфиболитовой фациям метаморфизма (Аументо и др., 1973; Канн, 1973; Миасиро и др., 1973). Для совокупности процессов метаморфического преобразования пород океанического субстрата Миасиро (Miyashiro, 1972; Миасиро, 1974) предложил термин "метаморфизм океанического дна".

Имеющиеся сведения по метаморфизму океанических пород очень скудны и отрывочны и в наибольшей степени относятся к низшей цеолитовой фации метаморфизма. Однако даже эти материалы убедительно свидетельствуют о том, что цеолитовую фацию океанического дна совершенно неправильно отождествлять с цеолитовой фацией регионального эпигенеза – метаморфизма островных дуг и континентов (Коссовская, 1975а).

В пределах активных окраин континентов достаточно четко выделяются два типа процессов, ведущих к массовому формированию цеолитов: 1) региональное цеолитообразование, связанное с постепенным погружением вулканогенно-осадочных пород в более глубокие зоны земной коры, рассмотренное выше, и 2) наложенное гидротермальное цеолитообразование локального характера, обычно наиболее

ярко проявляющееся в областях современных геотермальных систем.

Для цеолитовой фации регионального эпигенеза – метаморфизма орогенных поясов и островных дуг – типичны: значительные мощности, четкая зональность, выражающаяся в появлении при движении сверху вниз по разрезу все менее гидратированных и более "плотных" цеолитов, присутствие в определенных зонах только одного ведущего цеолита при необязательной и незначительной примеси еще одного, максимум двух цеолитов, абсолютное преобладание Са-цеолитов, в частности ломонтита.

Цеолитовые ассоциации гидротермального метаморфизма отличаются многообразием и пестротой состава, отсутствием региональной зональности, ограниченным ареалом. Важно отметить, что в цеолитовых ассоциациях гидротермального типа также абсолютно доминируют Са-цеолиты и одним из распространеннейших цеолитов является ломонтит, что находится, очевидно, в соответствии с составом "пород-хозяев" в пределах островных дуг, принадлежащих к Са-щелочному ряду.

Цеолитовая фация океанов в какой-то мере напоминает цеолитовую ассоциацию геотермальных систем, но отнюдь не цеолитовую фацию регионального эпигенеза – метаморфизма в ее классическом понимании. С первой их объединяет то, что в обоих случаях процессы цеолитизации носят наложенный характер, связанный с поступлением растворов по разломным зонам. Ассоциации цеолитов океанического метаморфизма отличаются также большим разнообразием и пестротой состава, отражающим и нестабильный, неравновесный характер системы. Этим, пожалуй, и ограничивается сходство упомянутых цеолитовых ассоциаций.

В отличие от локальных проявлений цеолитообразования в геотермальных системах островных дуг, цеолитовая фация океанического субстрата присутствует в океанической коре, по-видимому, повсеместно. В составе цеолитов преобладают Na-разности. Основным ведущим цеолитом является анальцит, затем следуют натролит, мезолит, сколецит, томсонит, шабазит, стильбит, ломонтит, гейландит. Последовательность образования цеолитов и характер их распространения пока не изучены, это одна из важнейших задач будущего исследования океанического метаморфизма.

Таким образом, для цеолитовой фации регионального эпигенеза-метаморфизма можно выделить Са-ломонтитовый тип островных дуг и Na-анальцитомово-полифазный тип океанического дна.

О зеленосланцевой фации океанического метаморфизма сведений еще меньше, чем о цеолитовой. Однако материалы, которые приводят Миасиро с соавторами (1973), Канн (1973) и другие исследователи, говорят о существенных отличиях зеленосланцевой фации океанов и орогенных поясов. Существенные различия проявляются как в текстурных особенностях – полное отсутствие сланцеватости в океанических породах, так и в их минеральном составе, в частности широким развитии минералов групп монтмориллонита (сметитов). Эти

минералы исключены для пород нормального зеленосланцевого метаморфизма континентов. Еще на уровне нижних зон глубинного эпигенеза смектиты исчезают, преобразуясь в хлориты и слюдястые минералы. Весьма интересным фактом является устойчивость Са-плагиоклазов, также крайне нестойких минералов регионального эпигенеза – раннего метаморфизма на континентах. Очень редко встречается эпидот, не встречен пумпеллит, зато иногда Са-плагиоклазы замещаются мусковитом, наблюдается присутствие новообразованного кварца. Присутствие мусковита – совсем необычного минерала океанических пород – объясняется Канном (1973) тем, что минеральная система была, по-видимому, открыта для реализации  $K_2O$  из морской воды, так же как при подводном выветривании базальтов.

Исключительная редкость спилитов среди океанических пород, отсутствие характернейшего процесса альбитизации Са-плагиоклазов, сопровождающегося появлением пренита, пумпеллита и эпидота, достаточно выразительно подчеркивают резкую специфику океанического зеленосланцевого метаморфизма, при котором отсутствуют процессы спилитизации, столь характерные для диафоритовых (ретроградных) преобразований базальтов орогенных поясов.

Таким образом, океанический метаморфизм является региональным ретроградным процессом, выражающимся в разуплотнении вещества с появлением новообразованных минералов (глинистых минералов, цеолитов), с более "пышными", некомпактными структурами, в состав которых входит много воды, катионов Na и K, способных к обмену при процессах взаимодействия горячей флюид → порода → морская вода.

Заканчивая описание океанического эпигенеза-метаморфизма, следует подчеркнуть главную особенность их "сопряжения", выражающуюся в том, что силикатные осадки первого слоя – глины и цеолиты – являются по существу не чем иным, как продуктами массового подводного выветривания (гальмиролиза) базальтов и представляют как бы крайний член регионального процесса ретроградного преобразования океанических магматических пород через подводный метаморфизм к собственно осадочным образованиям. Направленность эпигенетического преобразования осадков при движении сверху вниз хотя и воплощается в рядах преобразования некоторых минералов (например, опал → кристобалит → кварц), но проявляется в целом крайне слабо. Гораздо сильнее проявляется преемственность вещества ретроградной линии преобразования: магматические породы → регионально-метаморфизованные породы субстрата (метабазальты) → разложенные базальты → осадки первого слоя. Эта направленность дополняется большим или меньшим (региональным) поступлением эксгальционного материала (Fe, Mn и др.), достигающего максимума в быстро раздвигающихся океанических хребтах, но, по-видимому, осуществляющегося повсеместно в связи с высокой проницаемостью тонкой океанической коры.

Резюмируя изложенное, можно констатировать, что направленность и характер сопряжения эпигенеза и метаморфизма на континентах

и в океанах резко различены. На континентах доминируют процессы гравитационного уплотнения пород, находящие воплощение в прогрессивном характере регионального эпигенеза и продолжающего его метаморфизма, протекающих при изохимическом преобразовании вещества (Коссовская, Шутов, 1963, 1971, 1975).

Для океанической дна типичен ретроградный тип преобразований вновь создающейся океанической коры начиная от метаморфизма под океаническими хребтами до гальмиролиза. В своей наиболее завершенной форме этот процесс как бы воплощается в формировании осадочного слоя — пелагических глин с цеолитами. Очень важно проявление новых признаков в составе пород осадочного слоя: это стабильное накопление  $K_2O$ , адсорбирующегося из морской воды как глинистыми минералами (ферримонтмориллонитом), так и цеолитами. Часто это сопровождается также увеличением содержания кремнезема как биогенного, так и неорганического происхождения. Таким образом, процессы глинизации и цеолитизации являются по существу первым шагом в приспособлении материала океанической коры к условиям осадкообразования и последующему накоплению качеств пород континентальной коры.

## ABSTRACT

The study of the thick sections of the Deep Sea Drilling Project (site 9, depth 835 m; sites 259, 261, leg 27) carried out by the authors has made it possible for the first time to outline the features of the mineral formation during the epigenesis of oceanic clay sediments.

It has been established that the great homogeneity of pelagic clays is a result of their being products of halmyrolytic decay of the hyaloclastics of oceanic tholeiitic basalts. The basic component of the clays is a specific "oceanic" Fe-montmorillonite. A directed crystallization of Fe-montmorillonite is observed during epigenesis with the appearance of characteristic acicular forms never observed in any of continental montmorillonite clays. This is explained by the fact that in an environment of a high pressure of ocean water the pore waters are not squeezed out, so that the sediments do not get compacted. For a long time they retain a high porosity — a situation in which a peculiar thixotropic "skeleton" of montmorillonite crystallites is formed.

For the oceanic basement rocks a regional retrograde metamorphism is typical, which consists in a "de-compaction" of substance and is embodied in the appearance of essentially different compositions of green schist and zeolite facies than those on the continents. The features of the conjunction of epigenesis and metamorphism on the continents and in the oceans are discussed.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аументо Ф., Ланкаревич Б.Д., Росс Д.И. 1973. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон 45° с.ш.). - В кн. "Петрология изверженных и метаморфических пород дна океанов". М., "Мир".
- Кани Дж.Р. 1973. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана. - В кн. "Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана". М., "Мир".
- Коссовская А.Г. 1975а. Генетические типы цеолитов стратифицированных отложений. - Литология и полезные ископаемые, № 2.
- Коссовская А.Г. 1975б. Геохимия в решении новых проблем литологии. - В сб. "Кристаллохимия минералов и решение геологических проблем". М., "Наука".
- Коссовская А.Г., Гушина Е.Б., Ломова О.С. и др. 1975. Минералогия мезо-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 "Гломар Челенджер". - Литология и полезные ископаемые, № 6.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. 1963. Фации регионального эпигенеза и метабазита. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. 1971. Проблема эпигенеза. - Труды ГИН АН СССР, вып. 221. "Эпигенез и его минеральные индикаторы".
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. 1975. Минеральные индикаторы регионального эпигенеза и его сопряжения с метаморфизмом на континентах и в океанах. - В сб. "Кристаллохимия минералов и геологические проблемы". М., "Наука".
- Миасиро А. 1974. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положения тектоники плит. - В сб. "Новая глобальная тектоника". М., "Мир".
- Миасиро А., Сидо Ф., Юинг М. 1973. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. - В кн. "Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана". М., "Мир".
- Мэтьюс Д.Х. 1973. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. - В кн. "Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана". М., "Наука".
- Aumento F. 1968. The Mid-Atlantic Ridge near 45 N 11 Basalts from the area of Confederation Peak. - Canad. J. Earth Sci., v.5.
- Davies T. A., Supko P. R. 1973. Oceanic sediments and their diagenesis. Some examples from deep-sea drilling. - J. Sediment Petrol., v.43.
- Greenwood R. 1973. Cristobalite: its relation to chert formation in selected samples from the Deep-Sea Drilling Project. - J. Sediment Petrol., v.43, N 3.
- Hart A. A. 1973. Model for chemical exchange in the basalt-seawater-system of oceanic layer 11. - Canad. J. Earth Sci., v.10, N 6.
- Melson W. G. 1973. Basaltic glasses from the deep-sea drilling project: chemical characteristics, compositions of alteration product and fission track "ages". - Trans. Amer. Geophys. Union, v.54, N 11.
- Miyashiro A. 1972. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. - Amer. J. Sci., v.272.
- Thompson G. A. 1973. Geochemical study of the low-temperature interaction of sea-water and oceanic igneous rocks: - Trans. Amer. Geophys. Union, v.54, N 11.
- Weaver F. M., Wise Ch. W. I. 1973. Early diagenesis of a deep sea bedded chert. - Antarct. J. U.S., v.8, N 5.

## ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЕГО ЭВОЛЮЦИИ

Проблема геосинклинального кремненакопления издавна привлекала внимание геологов, и различные ее аспекты до сих пор остаются дискуссионными. В последнее время интерес к кремнеобразованию усилился в связи с новой информацией, полученной при бурении в океанах, а также новыми взглядами на формирование офиолитовых серий. Я не буду здесь рассматривать состояние проблемы и различные представления о происхождении кремнистых пород, получившие исчерпывающее освещение в литературе. Остановлюсь на вопросе, которому уделялось меньшее внимание: на изменении характера геосинклинального кремнеобразования в течение фанерозоя, т.е. на некоторых тенденциях эволюции этого процесса. Если отвлечься от деталей, то в эвгеосинклиналях выделяются два главных типа вулканогенно-кремнистых формаций, отличающихся характером как самих кремнистых, так и вулканических пород; это — формации эффузивно-кремнистые и туфово-кремнистые. Первые являются характерным членом офиолитовых серий, вторые — так или иначе связаны с островными вулканами, откуда поступал пирокластический материал. На протяжении фанерозоя кремнистые осадки каждого формационного типа испытывали характерные изменения.

Формации эффузивно (спилитово)-кремнистые менялись следующим образом.

В палеозое, особенно раннем и среднем, кремнистые породы представлены: 1) фтанитами и фтанитоидами (отличающимися от фтанитов меньшим содержанием органического вещества), 2) яшмами. Во многих формациях присутствуют и фтаниты и яшмы, но всегда четко проявляется тенденция к их пространственному разделению. Оба типа пород при этом очень сходны по общему составу и структуре, комплексу органических остатков (преобладают радиолярии), стратификации. Очевидно, они возникали в сходных пелагических условиях. Отличаются сравнимые породы по некоторым геохимическим показателям (Хворова, Золотарев, Гусарева, 1972). Во фтанитах повышено содержание органического вещества и фосфора; железо находится в закисной форме и довольно хорошо коррелирует с алюминием, можно считать поэтому, что в основном оно терригенное; фтаниты почти лишены марганца, что связано с восстановительными условиями в илах (Страхов, 1964); содержание малых элементов ниже кларкового, за исключением молибдена, ванадия и меди. Общий "геохимический фон" во фтанитовых толщах обычно "спокойный", без резких нарушений (если не считать конкреционных образований). В яшмах железо имеет окисную форму, в целом его больше, чем во фтанитах, но распределено оно неравномерно и локально образует концентрации вплоть до рудных; связь железа

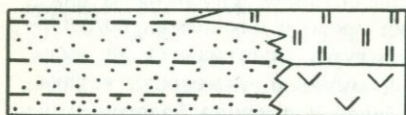
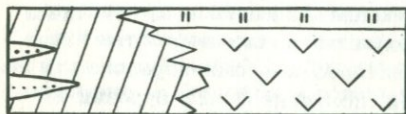
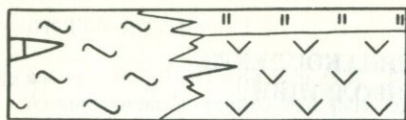
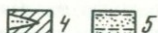
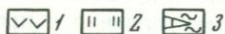


Схема соотношения спилитов с осадочными толщами в палеозойских геосинклиналях

1 - спилиты; 2 - яшмы; 3 - фтаниты с линзами пелагических известняков; 4 - красные аргиллиты с прослоями аркозовых песчаников; 5 - алевритово-песчаные отложения



с алюминием очень слабая, а с титаном вообще отсутствует; это позволяет считать, что в основном железо здесь не терригенное, а вулканогенное. Яшмы обогащены марганцем, образующим местами небольшие месторождения. Значение железомарганцевого модуля высокое - от 150 до 800, что свидетельствует о вулканогенном источнике как железа, так и марганца (Страхов, 1974). Таким образом, яшмы в генетическом аспекте теснее связаны с вулканизмом, чем фтаниты. Характерно при этом, что в яшмах на фоне низких содержаний малых элементов, местами некоторые из них (Cu, Pb, Zn, Ge, Mo, Ni) дают резкие "подскоки".

Пространственно-временные соотношения яшм и фтанитов с вулканидами (спилиты, диабазы) тоже несколько отличны. Фтаниты хотя и встречаются в виде глыб, линз и небольших горизонтов внутри вулканидов, но основная их масса развита обособленно, за пределами последних, и связи между ними в основном пространственные, латеральные. Яшмы залегают в виде линз и слоев вверху мощных спилитовых серий, но основная их часть концентрируется над вулканидами, где они образуют довольно мощные, почти сплошные пачки. Такое их положение многими объясняется формированием в условиях затухания излияний и наступления периода поствулканических эксгальций.

В палеозойских геосинклиналях как яшмы, так и фтаниты часто бескарбонатны, и известняки среди них встречаются лишь спорадически. Во фтанитовых толщах пелитоморфные (пелагические) известняки тяготеют к участкам, удаленным от вулканидов, а в спилитово-яшмовых - залегают либо выше яшм, либо в виде небольших биогермов непосредственно на вулканидах. Взаимоотношение спилитов, яшм и фтанитов иллюстрирует приводимая схема (см. рисунок). Показанное на ней соотношение характерно, но наблюдается не всегда даже в пределах одной геосинклинали. Иногда фтаниты отсутствуют и спилиты с "шапками" яшм латерально сме-

няются терригенными отложениями (см. рисунок) – глинистыми или песчано-алевритистыми (Хворова, Гаврилов, 1969).

Таким образом, сонахождение спилитов и яшм более постоянное, закономерное и генетическое, определяемое вулканическим выносом кремнезема, железа, марганца и некоторых других веществ, тогда как сонахождение спилитов и фтанитов хотя и характерное, но менее закономерное и в конечном итоге определяется общими условиями седиментации в бассейне.

В мезозое среди кремнистых пород резко доминируют яшмы; фтаниты здесь – образование, сравнительно редкое. Соотношение яшм и спилитов сходно с тем, что наблюдается в палеозое. Латерально яшмы замещаются пелагическими известняками и в зонах перехода чередуются с ними. Известняки как бы заняли место фтанитов. Спилитово-яшмовые комплексы не всегда латерально сменяются известняковым разрезом, иногда они замещаются терригенными толщами (например, францисканская формация). Мы наблюдаем здесь ту же картину, что в палеозое: яшмы и основные эффузивы – характерный двучленный комплекс, латерально сменяющийся разными типами отложений в зависимости от общих условий седиментации в бассейне. Спилитово-яшмовые ассоциации особенно характерны для систем мезозоя, но доходят до палеогена, хотя их здесь очень мало (Grünau, 1965).

В неогене, четвертичном периоде и в современных условиях эффузивно-кремнистые ассоциации рассмотренного типа отсутствуют.

Формации туфово-кремнистые встречаются в разрезе всего фанерозоя, не испытывая существенных изменений, однако черты входящих в их состав кремнистых пород не оставались постоянными. Это хорошо видно из сравнения палеозойских и кайнозойских формаций.

В палеозое туфово-кремнистые ассоциации встречаются во всех геосинклиналях и представляют собой частое чередование кремнистых пород, туффов и мелкозернистых туфов различного состава (от риолитовых до андезитов-базальтовых). Такие ассоциации обычно развиты в более высоких частях геосинклинального разреза, чем эффузивно-кремнистые, но иногда сменяют последние в латеральном направлении, отмечая иную седиментационную область, ближе лежащую к островным вулканическим поднятиям. В некоторых случаях сохраняется зона перехода эффузивно-кремнистых и туфово-кремнистых толщ. Здесь особенно хорошо видно изменение кремнистых пород. Как только появляется ощутимое количество пепла, радиоларии уступают место кремнегубковым накоплениям, причем губки здесь имеют тончайший скелет, образуя мелкозернистые прослои (в отличие от структурно более грубых мелководных спонголитов).

Кайнозойские кремнисто-туфовые ассоциации хорошо изучены в пределах Тихоокеанского вулканического пояса. Кремнистые породы здесь представлены диатомитами, в той или иной степени загрязненными пирокластикой. При погружении отложений происхо-

дит минеральное перерождение как диатомитов, так и пеплов, стирается их первичная структура и толщи приобретают сходство с палеозойскими кремнисто-туфовыми ассоциациями, но в последних, несмотря на древний возраст и метаморфизм, часто хорошо сохраняется органогенная (спонгиевая) структура.

Таким образом, можно констатировать, что туфово-кремнистые формации в общих чертах сохраняют свой облик в течение всего фанерозоя, изменяется лишь происхождение биогенного кремнезема — спонгии "уступают место" диатомеям. Это подтверждает данные об общем изменении кремненакопления, происшедшем в середине мезозоя в связи с расцветом на этом рубеже диатомовой флоры (Каледда, 1956).

Современные кремнистые осадки имеют биогенное происхождение, в основном — это диатомовые и радиоляриевые илы; образуются они в океанах, их краевых морях и заливах и концентрируются, как известно, главным образом в трех широтных поясах и локально у западных окраин континентов. Кремненакопление контролируется двумя факторами: системой планетарной циркуляции водных масс и батиметрией (положением уровня карбонатной компенсации). В третичном периоде, а возможно, и в позднем мелу размещение океанических кремнистых осадков в общих чертах было тем же (Ramsay, 1973). Многими исследователями подчеркивается отсутствие связи океанического кремненакопления с вулканизмом, причём такой вывод относится не только к современным, но и к мезо-кайнозойским породам (данные бурения). Особенно ярко это демонстрируется на примере Восточно-Тихоокеанского поднятия, являющегося рудоносной вулканогенно-осадочной провинцией. На средне-океанических хребтах — местах сосредоточия подводных базальтовых излияний возникают не кремнистые, а карбонатные осадки, что обусловлено батиметрией. Лишь, как считается, в результате раздвига и погружения склонов хребтов ниже уровня карбонатной компенсации известковые осадки сменяются вверх по разрезу кремнистыми: последовательность, обратная наблюдаемой в геосинклиналях, на что неоднократно обращалось внимание (Robertson, Hudson, 1974).

Таким образом, можно констатировать, что океаническое кремненакопление (современное и древнее) существенно отличается от геосинклинального, особенно палеозойского и раннемезозойского (Т-К<sub>1</sub>). Лучшее всего это иллюстрируют пелагические радиоляриевые осадки — характерный член эффузивно-кремнистых формаций. Они размещаются не в пределах экваториального пояса (как в океане), а в соответствии с положением геосинклинальных систем часто меридионально (Кордильерская, Аппалачская, Уральская) и как бы ни перемещать континенты, очень трудно "уложить" их в пределы одного широтного пояса. Кроме того, в палеозое и раннем мезозое кремнистые осадки, особенно яшмы, теснейшим образом связаны с основными вулканитами (спилитами), чего не наблюдается в современных условиях.

Прослеживая геологическую историю геосинклинального кремненакопления (последокембрийскую), можно уловить определенные черты его эволюции.

В раннем и частично среднем палеозое кроме яшмовых очень широкое распространение имели фтанитовые осадки, обогащенные органическим веществом морского происхождения. Во многих геосинклиналях фтаниты слагают мощные, почти сплошные толщи и их накопление бывает связано с большим отрезком геологического времени (кембрий-ордовик, весь силур). В позднем палеозое геосинклинальных углеродисто-кремнистых отложений становится меньше, причем несколько меняется их облик и состав: органическое вещество здесь часто представлено детритом наземных растений, уменьшается содержание фосфатов, исчезают ванадиеносные разности (Холодов, 1968).

В большей части мезозоя (триас - ранний мел) продолжается образование яшм, но роль углеродисто-кремнистых отложений резко снижается, они перестают быть характерным членом эффузивно-кремнистых формаций. Одновременно в последних широко развиты пелагические известняки, занявшие на фациальном профиле место фтанитов.

Как уже указывалось, в конце мезозоя и в кайнозое эффузивно-кремнистые формации почти нигде не возникали: в соответствующих частях разреза складчатых областей континентов их практически нет. В океанах же кремненакопление оказалось "оторванным" от активных очагов подводного вулканизма и регулировать образование кремнистых осадков стали иные факторы. Характерно, что на этом рубеже произошли заметные изменения в глобальной седиментации: появилась своеобразная опоковая платформенная формация (Каледа, 1956) и очень широкое развитие получили отложения писчего мела. Связано это с изменениями в биосфере - расцветом диатомовых водорослей, кокколитофорид и планктонных фораминифер.

Итак, в фанерозое намечаются два рубежа, на которых произошло изменение пелагического кремненакопления. Один из них, менее отчетливый, растянутый во времени, отвечает позднему и частично среднему палеозою, когда из геосинклинальных разрезов стали постепенно исчезать типичные фтанитовые толщи; второй - более резкий и отчетливый, падающий на середину мезозоя, когда исчезли эффузивно-яшмовые формации и, судя по данным изучения океанов, кремнеобразование утратило прежнюю тесную связь с вулканизмом.

Каковы же причины указанных изменений? Пока обоснованного ответа дать нельзя, можно лишь высказывать предположения. Две до некоторой степени самостоятельные проблемы здесь возникают: 1) что привело к изменению геосинклинальной пелагической седиментации в геологической истории? 2) что определяет различное соотношение вулканических и кремнистых пород в океанах и эвгеосинклиналях?

В первой из них рассматриваются два вопроса. Почему "углеродистые сланцы" (фтаниты) характерны только для палеозойских геосинклиналей, причем особенно обильны в интервале кембрий-

силур? Было высказано предположение (Ramsay, 1973), что их широкое развитие связано с меньшим содержанием кислорода в атмосфере палеозоя и, следовательно, в океане, вследствие чего уровень окисления органического вещества располагался глубже, чем сейчас. Подкупает в этой гипотезе то обстоятельство, что типичные фтаниты особенно характерны для кембрия — силура, т.е. для того периода, когда отсутствовала наземная растительность. Однако по существующим представлениям о составе атмосферы гипотеза эта неприемлема. Проще допустить, что пелагические кремнисто-углеродистые осадки — образование менее глубоководное, чем современные кремнистые отложения океанов, тем более что все больше данных говорит о формировании геосинклинальных толщ с фтанитами в скраинных морях, а не в открытом океаническом бассейне.

Второй вопрос касается причины изменения геосинклинальной седиментации в мезозое: сокращения кремненакопления и увеличении карбонатакопления. Здесь исследователи довольно единодушны и связывают это с расцветом планктонных фораминифер и наннопланктона. Их появление не только непосредственно влияло на формирование известковых осадков, но, возможно, и косвенно, понижало уровень карбонатной компенсации.

Следующая проблема по существу осталась открытой. Неоднократно отмечалось различие в соотношении вулканитов, кремнистых и карбонатных пород, наблюдаемое в океанах и геосинклиналях, но все попытки объяснить это не вышли за пределы догадок. Есть предположение (Garrison, 1974), что в геосинклиналях мы имеем дело не с вулканизмом хребтов (как в океанах), а с излияниями, удаленными от них, происходящими на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации, вследствие чего над вулканитами появляются яшмы; после их отложения необходимо предположить подъем дна выше упомянутого уровня, так как кремнистые осадки сменяются карбонатными. Во многих конкретных случаях такое объяснение не подходит, так как и в мелководных условиях над спилитами появляются яшмы (Хворова, Гаврилов, 1969). Представляется, что стремление исключить влияние вулканического выноса на кремнеобразование в геосинклиналях едва ли способствует решению проблемы. Возможно, ключ к этому надо искать в особенностях геосинклинального вулканизма (включая и поствулканическую деятельность). Здесь мы возвращаемся к старой проблеме спилитов. Их парагенез с яшмами слишком характерен, чтобы быть случайным. И, может быть, эволюция геосинклинального кремненакопления в какой-то мере определяется и эволюцией геосинклинального магматизма.

## ABSTRACT

During Phanerozoic time eugeosyncline siliceous sedimentation underwent peculiar changes. In the Paleozoic there are two main types of siliceous rocks: phtanites (carbonaceous cherts) and jaspers. They differ in some

geochemical features and their relationship with volcanic piles is different. Jaspers as a rule occur upon volcanites (spilites) and are enriched with iron and manganese. These Spilite-Jasper associations are replaced in lateral direction either by phthanites or by terrigenous deposits depending on general conditions of sedimentation in the basin. Volcanic-Jasper associations exist also in the Mesozoic eugeosynclinal sequences (T-K<sub>1</sub>), but phthanites are here very rare and pelagic limestones take their place on the facial profile. From the end of the Cretaceous the volcanic-jasper associations almost disappeared. From this time pelagic siliceous sedimentation concentrated in oceans and marginal seas; the distribution of silica here assumes entirely different pattern as compared with distribution in geosynclinals; in particular, volcanic activity did not influence on the oceanic silica accumulation. Evolution of siliceous sedimentation in the geological history is determined mainly by changes of volcanism character.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Каледа Г.А. 1956. Периодизация геологической истории кремнезема. - В кн. "Вопросы минералогии осадочных образований", кн. 3 и 4. М., Изд-во МГУ.
- Страхов Н.М. 1964. Парагенезы аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы, их определяющие. - Литология и полезные ископаемые, № 4.
- Страхов Н.М. 1974. Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. - Литология и полезные ископаемые, № 3.
- Хворова И.В., Гаврилов А.А. 1969. Яшмово-терригенный комплекс ордовика Ишимской Луки и условия образования кремнистых осадков. - Литология и полезные ископаемые, № 4.
- Хворова И.В., Золотарев Б.П., Гусарева А.И. 1972. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала. - Литология и полезные ископаемые, № 6.
- Холодов В.Н. 1968. Ванадий. М., "Наука".
- Garrison R. E. 1974. Radiolarian cherts, pelagic limestones and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. - In "Pelagic sediments: on land and under the sea". Spec. Publ. N 1. Internat. Assoc. Sedimentologists.
- Grünaу H. R. 1965. Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. - *Ecologiae geol. helv.*, v. 58, N 1.
- Ramsay A. T. S. 1973. A history of organic siliceous sediments in oceans. - In "Organisms and continents through time". Spec. Papers in Paleontol., N 12.
- Robertson A. H. F., Hudson T. D. 1974. Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus. - In "Pelagic sediments: on Land and under the Sea". Spec. Publ., N 1. Internat. Assoc. Sedimentologist.

## О ВЛИЯНИИ ВУЛКАНОГЕННОГО ФАКТОРА НА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ПРОФИЛЕ ЧЕРЕЗ ТИХИЙ ОКЕАН

Вопрос о влиянии вулканизма на океаническое осадконакопление, пожалуй, — один из наиболее дискуссионных и активно обсуждаемых в настоящее время в литературе. Его значение для выяснения общих закономерностей осадочного процесса неоднократно подчеркивалось Н.М. Страховым (1963, 1976). В последние годы отчетливо наметился переход литологических и геохимических исследований на количественную основу. Одним из наиболее объективных и наглядных способов оценки роли разных источников вещества в морском и океаническом осадкообразовании является вычисление железомарганцевого модуля  $\left(\frac{Fe + Mn}{Ti}\right)$ , предложенного Н.М. Страховым (1974). В этой связи в данной работе на конкретном примере — литологическом профиле через Тихий океан — сделана попытка решить, по крайней мере, две задачи: изучить характер и формы влияния вулканизма на состав осадков и оценить масштабы этого влияния. Профиль пересекает Тихий океан от берегов Японии до Мексиканского побережья Северной Америки (рис. 1). Он включает широкий ряд литолого-фациальных типов осадков и проходит через Гавайское сводовое поднятие в пелагической части океана и тектонически активную зону на продолжении Восточно-Тихоокеанского хребта. Именно поэтому профиль является весьма удачным объектом для решения поставленных задач. В направлении с запада на восток выделяются следующие литолого-фациальные типы осадков: восточнее Японских островов развиты вулканогенно-терригенные песчано-алевритовые и глинистые илы прибрежной зоны (станции 6158-6161), слабокремнистые, слабокарбонатные и глинистые илы гемипелагической зоны (станции 6162-6166) и далее к востоку 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 6172-6177, 615-625, 643-652 и 675).

Локально на поднятиях развиты гравийные, песчано-глинистые и карбонатные осадки подводных гор 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 песчано-алевритистых и глинистых илов шельфа и континентального склона (станции 670, 669, 668). Осадки изучались петрографи-

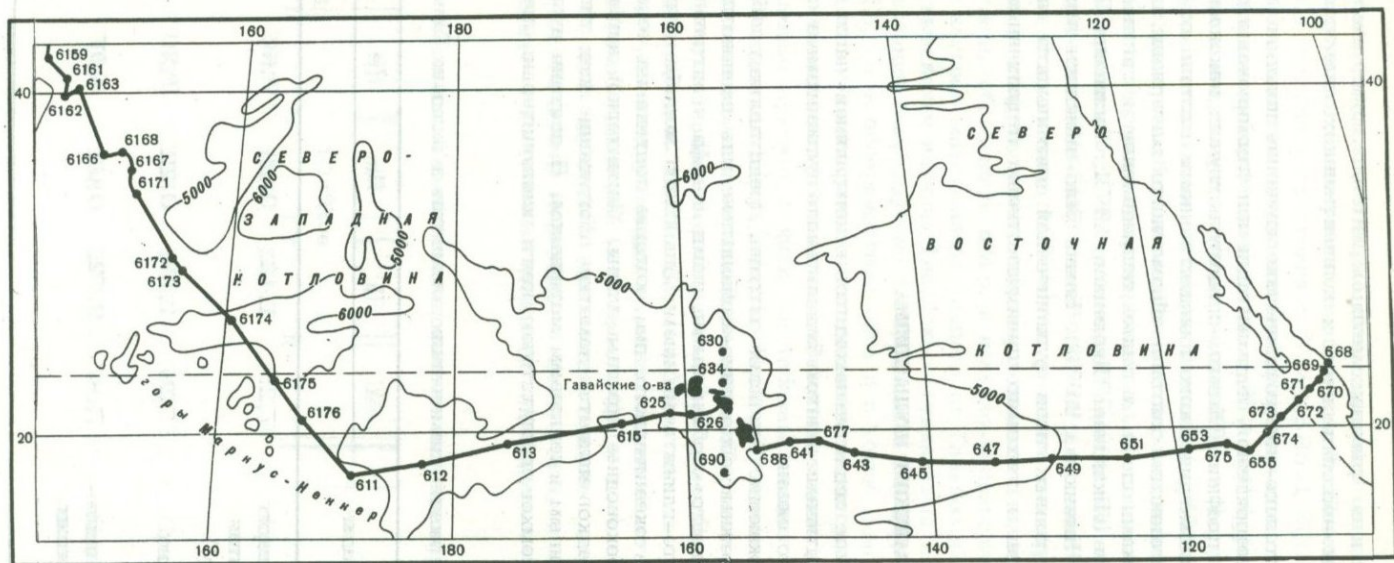


Рис. 1. Расположение станций на профиле через Тихий океан

чески, в шлифах и во фракциях методом рентгеноструктурного, химического, атомно-абсорбционного и количественного спектрального анализов.

Детальное литолого-минералогическое изучение показало преобладающую роль терригенной седиментации при формировании осадков литологического профиля. Об этом свидетельствуют: закономерное изменение гранулометрического и вещественного состава от берега к пелагиали, постоянство состава обломочного материала и его связь с источниками сноса, а также распределение и состав глинистых минералов (Лисицына, Дворецкая, 1972; Лисицына, Градусов, Дворецкая, Чижикова, 1973). Важно было выяснить формы и степень влияния разных типов вулканической деятельности на вещественный состав и геохимию преимущественно терригенных осадков профиля.

### ВЛИЯНИЕ ГАВАЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Гавайское сводовое поднятие находится в центральной части профиля и является активным очагом базальтового вулканизма в северной части Тихого океана.

Осадки, окружающие Гавайские острова, представляют собой ряд, в котором прибрежные обломочно-карбонатные илы сменяются карбонатными и глинисто-карбонатными илами шельфа и островного склона, кремнисто-глинистыми илами Гавайского желоба и прилегающих участков океанического дна, которые постепенно переходят в типичные глубоководные красные глины. Характерной особенностью пригавайских осадков является заметное обогащение всех типов вулкано-терригенным и пепловым материалом. В составе вулкано-терригенных обломков присутствуют почти исключительно свежие и

Таблица 1

Среднее содержание химических элементов в осадках Гавайской

Порода и осадки	Al	Ti	Mn	Fe	Cr
	в %				10 <sup>-4</sup> %
Базальты Гавайского сводового поднятия (по Макдональду)	7,25	1,42	0,13	9,60	200
Осадки Гавайского архипелага	7,20	1,78	0,22	9,33	124
Красные глины прилегающих пелагических областей	7,80	0,72	0,62	6,07	78

выветрелые базальты, а также слагающие их минералы. В составе пирокластического материала преобладают частицы зеленого основного вулканического стекла с  $N = 1,585-1,600$ . В существенно меньшем количестве присутствует бурое стекло с  $N = 1,542 - 1,552$  и кислое бесцветное стекло с  $N = 1,485-1,490$ . Содержание пеплового материала в кремнисто-глинистых илах достигает 10%, а в отдельных образцах стекло составляет до 80% алевритовой фракции. Заметное обогащение осадков пирокластическим материалом ограничивается сравнительно небольшой площадью вокруг Гавайского архипелага с радиусом от 200-300 км на западе и северо-западе до 300-500 км на востоке и юго-востоке (Лисицына, Бутузова, Волков и др., 1975).

В целом область повышенного содержания пеплов значительно меньше зоны обогащения осадков вулканотерригенным материалом, граница которой максимально удалена от Гавайев на 700-800 км.

Для выяснения влияния Гавайского вулканизма на геохимию донных отложений было изучено распределение Fe, Mn, Ti, Al, Cr, V, W, Mo, Co, Cu в поверхностном слое и в толще осадков Гавайской зоны. В табл. 1 эти данные сопоставляются со средним содержанием элементов в базальтах Гавайского сводового поднятия и в окружающих красных глинах. Из таблицы следует, что ряд элементов, таких, как Fe, Ti, Cr, V, W, в разной степени обогащает пригавайские осадки по сравнению с пелагическими красными глинами: Ti в 2,5 раза, Fe, Cr и V в 1,5 раза. Содержание другой группы элементов - Mn, Ni, Co, Cu, Mo - вблизи островов в целом ниже, чем в окружающих красных глинах. Пригавайские осадки более всего обеднены Mn (в 3 раза), Mo и Co (в 2,5 раза) и Ni и Cu (в 1,7 раз). Al во всех типах осадков распределяется равномерно. Величины железомарганцевого модуля в собственно пригавайских осадках очень низкие и колеблются от 4,6 до 5,9;

зоны и базальтах Гавайского сводового поднятия

V	Ni	Co	Cu	Mo	Примечания
10 <sup>-4</sup> %					
250	167	46	14	1,4	Среднее из 10 обр.
156	107	35	169	1,8	Среднее из 20 обр.
105	184	83	292	4,4	Среднее из 10 обр.

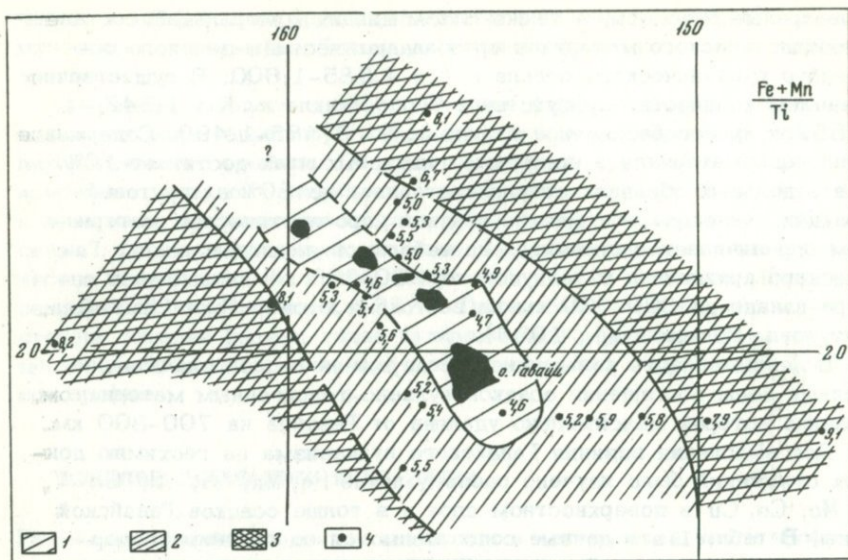


Рис. 2. Распределение железомарганцевого модуля в поверхностном слое донных осадков Гавайской зоны

1 - < 5; 2 - 5-6; 3 - > 6; 4 - величина модуля в месте отбора пробы

в окружающих красных глинах они возрастают до 8-12 (рис. 2). В обоих случаях модули ниже той величины (25), которая свидетельствует о присутствии в составе осадков эксгальтивного компонента. Обогащение пригавайских осадков Ti, Fe, V, Cr, W, т.е. элементами малоподвижными в гипергенезе, объясняется переотложением гавайских базальтов и продуктов их выветривания. Содержание этих элементов в осадках близко к их среднему содержанию в гавайских базальтах (см. табл. 1).

Рассмотрение вещественного состава и геохимии поверхностного слоя донных осадков в районе Гавайского сводового поднятия показывает, что влияние вулканического очага проявляется в некотором обогащении осадков вулканогенно-терригенным и пирокластическим материалом. Влияние это локально, ограничивается сравнительно небольшой площадью и практически не влияет на геохимические особенности осадков, которые определяются нормальным ходом биогенной и терригенной седиментации.

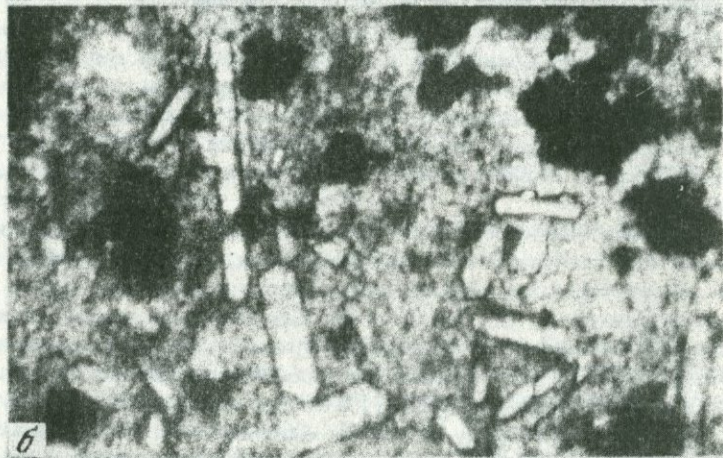
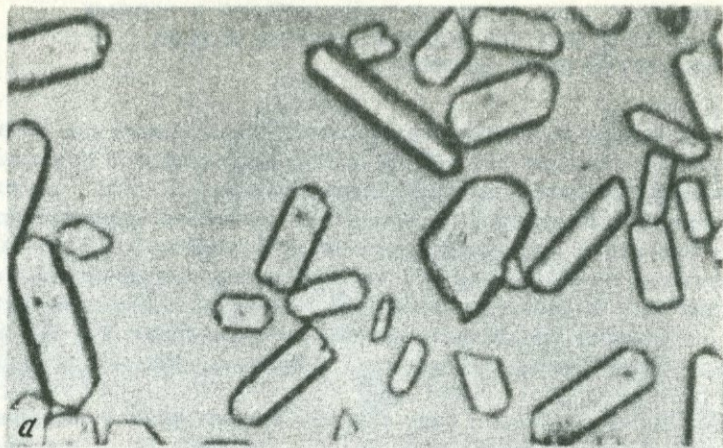
В толще осадков вещественный состав и распределение химических элементов принципиально те же, что в поверхностном слое. Поэтому закономерности, выявленные для этого слоя, мы можем с полным правом распространить на всю вскрытую колонками толщу осадков, возраст которой, по данным скоростей осадконакопления, не менее 20 тыс. лет.

**ПРИЗНАКИ ЭКСГАЛЯТИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ДОННЫХ  
ОСАДКАХ К ЮГУ ОТ КАЛИФОРНИЙСКОГО ЗАЛИВА  
(ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПРОФИЛЯ)**

В этом районе на небольшой площади океанического дна обнаружены осадки, несущие отчетливые следы эксгальтативной деятельности. В окисленных глинах ст. 655, расположенной в 800 км от Мексиканского побережья (см. рис. 1), в отдельных прослоях присутствуют скопления и отдельные кристаллы аутигенного барита и гипса, рассеянные по всему разрезу микростяжения гидроокислов Fe и Mn (рис. 3), а также аутигенный железистый монтмориллонит. В тех же осадках определено повышенное содержание Fe, Mn и некоторых микроэлементов (Бутузова, Лисицына, Волков, Дубченко, 1976).

Барит встречается в виде крупных идиоморфных удлиненных кристаллов призматической формы ( $N_g = 1,647$ ,  $N_p = 1,636$ ). Его рентгенометрическая характеристика по значениям  $d$  и интенсивностям рефлексов полностью совпадает с данными американской картотеки. Гипс образует характерные сферолиты, радиально-лучистые агрегаты волокнистого строения. Формы нахождения в осадке, высокая степень окристаллизованности и отсутствие следов переотложения свидетельствуют об аутигенной природе минералов.

В разрезе мощностью 235 см аутигенные минеральные образования присутствуют в нижней его части, начиная с глубины 35 см. Там же наблюдаются максимальные концентрации Fe, Mn и ряда микроэлементов — Mo, Ni, As и др. Среднее содержание этих элементов в нижней части разреза по сравнению с их содержанием в литологически сходных осадках других частей океана (глины переходного типа) возрастают для Fe почти в два раза, Mn — в десять раз, Mo — в десять раз, Ni и As — в пять раз, Cu и Zn — в 3,5, Pb — в три, Ba — в два раза. Отчетливая обогащенность нижней пачки осадков ст. 655 Fe, Mn и микроэлементами, наличие такого характерного для вулканически активных зон аутигенного минерала, как барит, а также присутствие гипса позволяют предполагать активное проявление в этом районе эксгальтативного процесса. Предположение о влиянии эндогенного источника на формирование осадков ст. 655 подтверждается при вычислении железомарганцевого модуля. По Н.М. Страхову, модуль служит критерием для оценки влияния вулканогенного фактора на распределение в осадках химических элементов — значение его выше 25 свидетельствует о достоверном присутствии в осадках вулканогенной фазы. Расчеты показали, что в верхней части разреза ст. 655 модуль колеблется от 14,5 до 15,1; начиная с глубины 35 см его величина резко возрастает и меняется в пределах 28,3–38,7 (в среднем 34). Отсюда следует, что в верхней части разреза поступление материала в составе эксгальтаций не фиксируется, а в нижней присутствие его не вызывает сомнений.



Сравнение среднего содержания элементов в осадках нижней пачки с их содержанием в верхней пачке (табл. 2), где величина модуля предполагает отсутствие эксгальтативного материала, дает представление о масштабах влияния эндогенного фактора и геохимической специфике эксгальтаций и гидротерм. Из приведенных в табл. 2 данных следует, что эксгальтативная составляющая присутствует в осадках нижней пачки у большинства изученных элементов, однако величина ее существенно неодинакова. По степени концентрирования в осадках эксгальтативной фазы элементы образуют следующий ряд: Ва — Zn — Fe — Pb — Cu — Ni — Mn — As — Mo. Полностью отсутствует эксгальтативный компонент у Al, Ti, Cr, Zr и Ge.

Существенные различия в химическом и минералогическом облике осадков верхней и нижней пачек колонки, проявляющиеся в значительном обогащении последней Fe, Mn и рядом микроэлементов, а также в развитии там аутигенных барита, гипса и монтмориллонита, позволяют предполагать либо резкое уменьшение эксгальтативной активности во времени вплоть до ее полного прекращения, либо постепенную разгрузку поступающих снизу рудоносных гидротерм в толще осадка. Мы не располагаем данными для того, чтобы решить вопрос, завершился ли эксгальтативный процесс к настоящему времени.

Необходимо отметить, что ст. 655 не является единственной "горячей" точкой в рассматриваемом районе, где зафиксировано повышенное содержание многих элементов в осадках. Обогащение осадков Fe, Mn и некоторыми другими элементами наблюдается в разных горизонтах разрезов на станциях 675 и 670. Влияние эксгальтативного источника в осадках к югу от Калифорнийского залива проявляется локально и в общем балансе вещества, поступающего в осадки этого района, и имеет сугубо подчиненное значение.

Однако можно предполагать, что при более детальном изучении этой части Тихого океана будут обнаружены новые очаги проявления вулканизма.

Говоря о влиянии вулканизма на осадконакопление по профилю через Тихий океан, нельзя не отметить повсеместного присутствия в составе осадков продуктов вулканизма андезитовой зоны. Распространение грубого вулканогенного материала ограничивается полосой прибрежных и гемипелагических осадков шириной до 900 км на западе, у берегов Японии, и порядка 300 км на востоке, близ побережья Мексики. Пепловый материал в осадках профиля присутствует повсеместно и представлен в основном кислыми стеклами рю-

---

Рис. 3. Аутигенные образования в осадках станции 655

а — барит, тяжелая фракция,  $\times 160$ , без анализатора; б — барит (светлые кристаллы), микростяжения Fe и Mn (темные пятна); прозрачный шлиф,  $\times 80$ , без анализатора; в — гипс, прозрачный шлиф,  $\times 160$ , николи скрещены

Таблица 2

Содержание эксгальтативной составляющей элементов в осадках ст. 655

Элемент	Среднее содержание в верхней части колонки <i>a</i>	Среднее содержание в нижней части колонки <i>b</i>	Эксгальтативная часть элементов в нижней части колонки <i>b-a</i>	Коэффициент концентрирования $\frac{b-a}{a}$
Mo	9,36	29,9	20,54	2,2
As	11,5	37,1	25,6	2,2
Mn	1,15	2,41	1,26	1,1
Ni	182	375	193	1,1
Cu	252	434	180	0,7
Pb	41	67	26	0,6
Fe	5,41	8,58	3,17	0,6
Zn	181	266	85	0,5
Ba	0,96	1,31	0,35	0,4
Al	7,07	6,15	Нет	-
Ti	0,44	0,34	"	-
Cr	60	48	"	-
Zr	250	215	"	-
Ge	1,1	1,1	"	-

Примечание. Fe, Mn, Al, Ti, Ba - в %, остальные элементы - в 10<sup>-4</sup>%.

листо-дацитового ряда. В осадках гемипелагической и переходной зон стекла часто образуют прослой мощностью до 1-25 см, а в осадках пелагической области равномерно рассеяны в толще красных глин. На обширных площадях пелагической зоны океана широко развиты также продукты диагенетического изменения тонкодисперсной пирокластики - цеолиты и монтмориллонит.

Источником пеплового материала являются, вероятно, многочисленные вулканы Японии, Камчатки, Курильской гряды, Мексики, а основной формой переноса - циркуляция воздушных масс.

Влияние вулканизма андезитовой зоны на геохимию наиболее отчетливо проявляется в прибрежных вулкано-терригенных осадках Японского разреза (Волков и др., 1974; Лисицына, Дворецкая и др., 1973). Еще более ярко оно проявляется севернее для Курильского района океана и Охотского моря (Петелин, Остроумов, 1961; Страхов, Нестерова, 1968). Это влияние выражается в повышенных концентрациях Fe, Ti, Cr, Ge и других элементов в грубых фрак-

циях прибрежных осадков, содержащих продукты разрушения вулканических пород берега и пирокластический материал. Распределение элементов в прибрежных вулканогенных осадках очень неоднородно и определяется их гранулометрическим и минералогическим составом.

Следует еще раз подчеркнуть, что даже в приапонском районе, где андезитовый вулканизм проявляется наиболее ярко, влияние его на геохимию ограничивается узкой полосой прибрежных вулканогенных осадков, уже в гемипелагических отложениях оно исчезающе мало. Значения Fe-Mn модуля в осадках литологического профиля, как правило, низкие (5-15) и только в колонке 655, где установлены признаки эксгалятивной деятельности, повышаются до 34.

Изложенные выше данные позволяют сделать по крайней мере два основных вывода.

1. Осадки литологического профиля через Тихий океан формировались под влиянием нормального хода терригенной седиментации. Влияние вулканизма в разных его проявлениях не ведет к кардинальному изменению вещественного состава осадков и проявляется прежде всего в неравномерном обогащении их вулканогенным и пирокластическим материалом, а также продуктами его изменения в диагенезе (цеолиты, монтмориллонит).

2. Существенные изменения геохимического облика осадков связаны с эксгалятивным, глубинным выносом вещества и проявляются локально - в отдельных точках или на ограниченных площадях океанического дна. При отсутствии эксгалятивной деятельности даже влияние мощных вулканических очагов, таких, как Гавайские вулканы, не ведет к существенному обогащению осадков химическими элементами и изменению картины их распределения, созданной в процессе терригенной седиментации.

## А B S T R A C T

The character and forms of the influence of volcanism on the composition of sediments have been studied on the example of a lithological profile stretching through the Pacific Ocean from the shores of Japan to the Mexican coast of North America. The profile passes through the Hawaiian arched uplift in the pelagic part of the ocean and tectonically active zone on the extension of the East Pacific uplift where traces of exhalative activity have been recorded. In addition, the sediments contain products of volcanism of the andezitic zone.

The leading role of terrigenous and biogenic sedimentation in formation of the profile sediments has become evident. The influence of volcanism in its various manifestations is recognized locally and, as a rule, directly near the volcanic focus, not causing significant changes of the mineralogical and chemical outlook of sediments.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А., Волков И.И., Лубченко И.Ю. 1975. Признаки эксгальтивной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива. – Литология и полезные ископаемые, № 6
- Волков И.И., Соколов В.С., Соколова Е.Г., Пилипчук М.Ф. 1974. Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана. – Литология и полезные ископаемые, № 2.
- Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю., Волков И.И. и др. 1975. Влияние Гавайского вулканизма на осадконакопление. – В сб. "Проблемы литологии геохимии осадочных пород и руд". М., "Наука".
- Лисицына Н.А., Градусов Б.П., Дворецкая О.А., Чижикова Н.В. 1973. Глинистые минералы в осадках северо-западной части Тихого океана. – Литология и полезные ископаемые, № 5.
- Лисицына Н.А., Дворецкая О.А. 1972. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана. – Литология и полезные ископаемые, № 4.
- Лисицына Н.А., Дворецкая О.А., Пушкина З.В., Черкасова Е.В. 1973. К геохимии элементов-гидролизатов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана. – Литология и полезные ископаемые, № 6.
- Петелин В.П., Остроумов Э.А. 1961. Геохимия донных отложений Охотского моря. – В кн. "Современные осадки морей и океанов". М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н.М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
- Страхов Н.М. 1974. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. – Литология и полезные ископаемые, № 3.
- Страхов Н.М. 1976. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., "Наука".
- Страхов Н.М., Нестерова И.Д. 1968. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений на примере Охотского моря. – В кн. "Геохимия осадочных пород и руд". М., "Наука".

## **ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ И КАРБОНАТНЫЕ ОСАДКИ**

В. И. БГАТОВ, П. Н. СОКОЛОВ

### **ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДКОВ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Нижнепалеозойские отложения в пределах Сибирской платформы сложены преимущественно лагунными, прибрежно-мелководными и мелководными морскими осадками. В основном это известняки, доломиты и мергели с прослоями и сравнительно маломощными горизонтами песчаников, алевролитов и аргиллитов. В отложениях нижнего и среднего кембрия существенную роль играют каменные соли и ангидриты. Опорных горизонтов мало. Лишь некоторые из них содержат достаточное количество фаунистических остатков, позволяющих проводить расчленение и корреляцию разрезов в рамках отдела, реже - яруса.

Кембрийская система имеет только местную ярусную стратиграфическую схему подразделения. В соответствии с этой схемой она расчленяется на три отдела. Нижний включает алданский и ленский ярусы, средний - амгинский и майский, верхний отдел ярусного деления не имеет.

За нижнюю границу кембрия принимается подошва Иркутского горизонта и его стратиграфических аналогов. В его основании залегает выдержанная пачка кварцевых песчаников мощностью до 40 м. Залегающие стратиграфически выше ниже- и частично среднекембрийские отложения на юге и западе платформы сложены галогенно-карбонатными, реже - терригенными породами. Майский ярус среднего кембрия и весь верхний кембрий слагаются преимущественно красноцветными терригенно-карбонатными и реже - сульфатными образованиями.

Местные стратиграфические подразделения ордовикской системы с международной стратиграфической шкалой сопоставляются следующим образом (см. таблицу).

Ордовикские отложения залегают согласно, с постепенным переходом на верхнекембрийских. Они слагаются серыми и пестроокрашенными терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами, содержащими иногда незначительные по мощности прослойки и линзы гипсов и ангидритов.

Международная стратиграфическая шкала		Ярусы местной стратиграфической шкалы	
Отдел	Ярус		
Верхний	Ашгиллский		Кетский
	Карадокский	Верхний	Долборский
		Средний	Мангазейский
		Нижний	
Средний	Лландейлский		Кривоуццкий
	Лланвирнский		Перерыв. Отложения не известны
Нижний	Аренигский		Чуньский
	Тремадокский		Усть-кутский

В составе силурийской системы выделяются два отдела. Нижний включает ландоверийский и венлокский ярусы, верхний – лудловский. Силурийские отложения повсеместно залегают с размывом на подстилающих их ордовикских породах. Сложены они главным образом серыми карбонатными, терригенно-карбонатными и редко-терригенными породами.

Начало фанерозоя не привело к значительной перестройке тектонического плана платформы. Все крупные тектонические элементы, заложенные в повднем докембрии, в основном были сохранены на протяжении всего раннепалеозойского времени. Однако неравномерные колебательные движения отдельных блоков платформы обусловили значительную фациальную пестроту нижнепалеозойских осадков. Лишь в отдельные, сравнительно узкие временные интервалы на большей части ее устанавливались относительно одинаковые, "сглаженные" морские условия осадконакопления, способствовавшие широкому расселению не только эндемичной фауны, но и форм других зоогеографических провинций. Но, как уже было отмечено, таких надежных реперных горизонтов с хорошо коррелируемыми остатками фаун в пределах нижнепалеозойских пород мало. В этой связи при изучении разрезов (рис. 1) авторы стремились вскрыть такие закономерности в изменении вещественного состава пород, которые могли бы прослеживаться в разнофациальных зонах и, таким образом, дать дополнительные материалы для их корреляции.

Известно, что состав обломочных компонентов в осадке отражает состав питающих провинций, а изменение степени их зрелости целиком зависит от стадии развития континента. Обломочные компоненты высокой зрелости отражают относительно сглаженный

рельеф питающих провинций и преобладание на их поверхности процессов химического выветривания. Низкозрелые обломочные компоненты сносятся с приподнятых и расчлененных участков водосборов, где преобладают процессы механического разрушения. Поэтому можно полагать, что анализ соотношений кварца (устойчивого

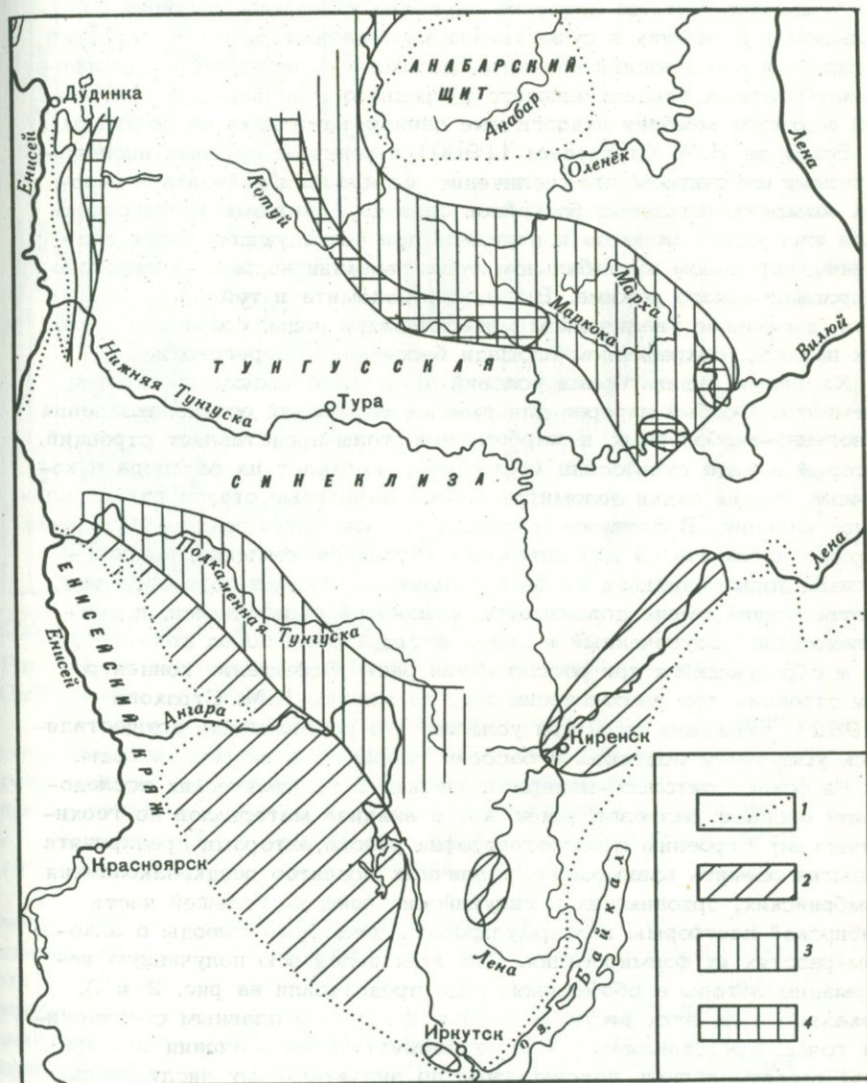


Рис. 1. Схема расположения изученных районов

1 - граница современного распространения палеозойских платформенных отложений; районы изучения разрезов: 2 - кембрия; 3 - ордовика; 4 - силура

к химическому выветриванию компонента) совместно с другими литологическими и геохимическими данными помогает установить условия осадконакопления.

Принимая во внимание, что нижнепалеозойские отложения Сибирской платформы слагаются преимущественно хемогенными породами, мы придавали большое значение изучению характера соотношений кальцита и доломита в существенно карбонатных разрезах ордовика и силура и соотношений кальцита, доломита и ангидрита в галогенно-карбонатных осадках нижнего и среднего кембрия (для отложений верхнего кембрия аналогичные данные нами пока не получены).

Вслед за Н.М. Страховым (1960) и многими другими исследователями мы считаем, что увеличение содержания кальцита в осадках эпиконтинентальных бассейнов связано с эпохами трансгрессий (или ингрессий) моря на континенты при последующем более или менее длительном и стабильном существовании нормально соленого гидрохимического режима. Выпадение доломита и тем более ангидрита, вызванное увеличением минерализации воды, сопровождается, как правило, сокращением площади бассейна, т.е. регрессией.

Хорошими индикаторами условий литогенеза являются и малые элементы. Особый интерес для выяснения условий осадконакопления галогенно-карбонатных и карбонатных толщ представляет стронций, который в виде сульфосоли (целестина) выпадает из раствора в конечные стадии садки доломитов либо в начальные стадии садки сульфатов кальция. В соленосных толщах за один цикл осадкообразования нередко наблюдаются два интервала стронциенакопления: подсолёносный, формирующийся на фоне повышения степени солёности вод и отвечающий смене доломитовых отложений сульфатными, и надсолёносный, приуроченный к смене ангидритовых пород доломитовыми и образующийся при рассолонении рапы. Повышение концентрации стронция при рассолонении вод, по мнению Н.М. Страхова (1962), возможно лишь при условии, что рассолонение осуществлялось усиленным подтоком в бассейн морской, а не речной воды.

На основе литолого-минералогических и геохимических исследований опорных разрезов, равно как и анализа материалов по геохимическому строению и палеогеографии района, авторами предпринята попытка оценить взаимосвязь различных аспектов осадконакопления кембрийских, ордовикских и силурийских толщ на большей части Сибирской платформы и сформулировать некоторые выводы о закономерностях их формирования. Для этих целей всю полученную информацию авторы в обобщенном виде представили на рис. 2 и 3. Показанные на этих рисунках кривые построены плавным соединением точек, представляющих среднеарифметические значения той или иной характеристики, подсчитанные по значительному числу анализов, приходящихся на породы соответствующего стратиграфического подразделения. Всего выполнено несколько тысяч различных определений.

Анализ фактических материалов показал, что раннепалеозойская история развития Сибирской платформы характеризовалась периоди-

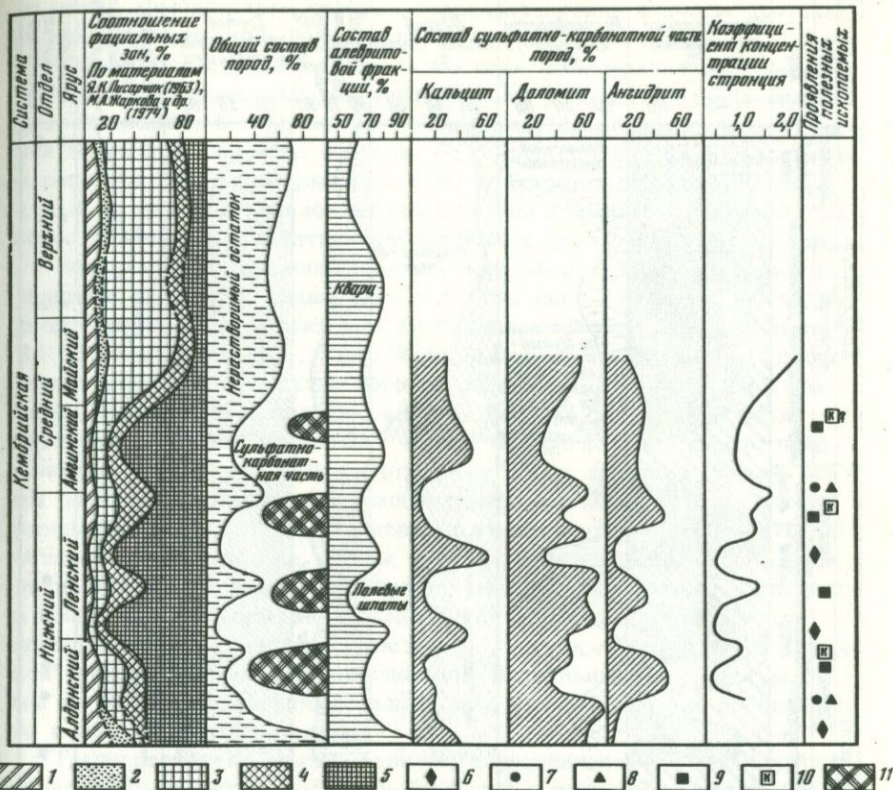


Рис. 2. Характеристика условий осадконакопления в кембрии юга Сибирской платформы

1 – суша; 2 – терригенные прибрежно-дельтовые и аллювиально-дельтовые осадки; 3 – преимущественно терригенные осадки прибрежных зон; 4 – осадки смешанного состава окраинных зон; 5 – преимущественно хемогенные осадки внутренних зон бассейна; 6 – фосфорит; 7 – целестин; 8 – флюорит; 9 – каменная соль; 10 – калийные соли; 11 – каменные соли

ческой сменой условий накопления осадков. Начавшаяся в позднем докембрии трансгрессия продолжала развиваться еще некоторое время и в раннем кембрии. Отложения нижних горизонтов алданского яруса во многих районах Сибирской платформы носят явно выраженный трансгрессивный характер. В их составе нередко наблюдаются признаки перемыва и переотложения продуктов предкембрийской коры выветривания, главным образом в виде горизонтов почти мономинеральных кварцевых и кварцитовидных песчаников. Однако уже к середине алданского века произошла остановка в поступательном развитии трансгрессии и появились первые признаки регрессии. В дальнейшем, после обширной раннененской трансгрессии, когда море выходило за пределы Сибирской платформы (Писарчик, 1963, и др.),

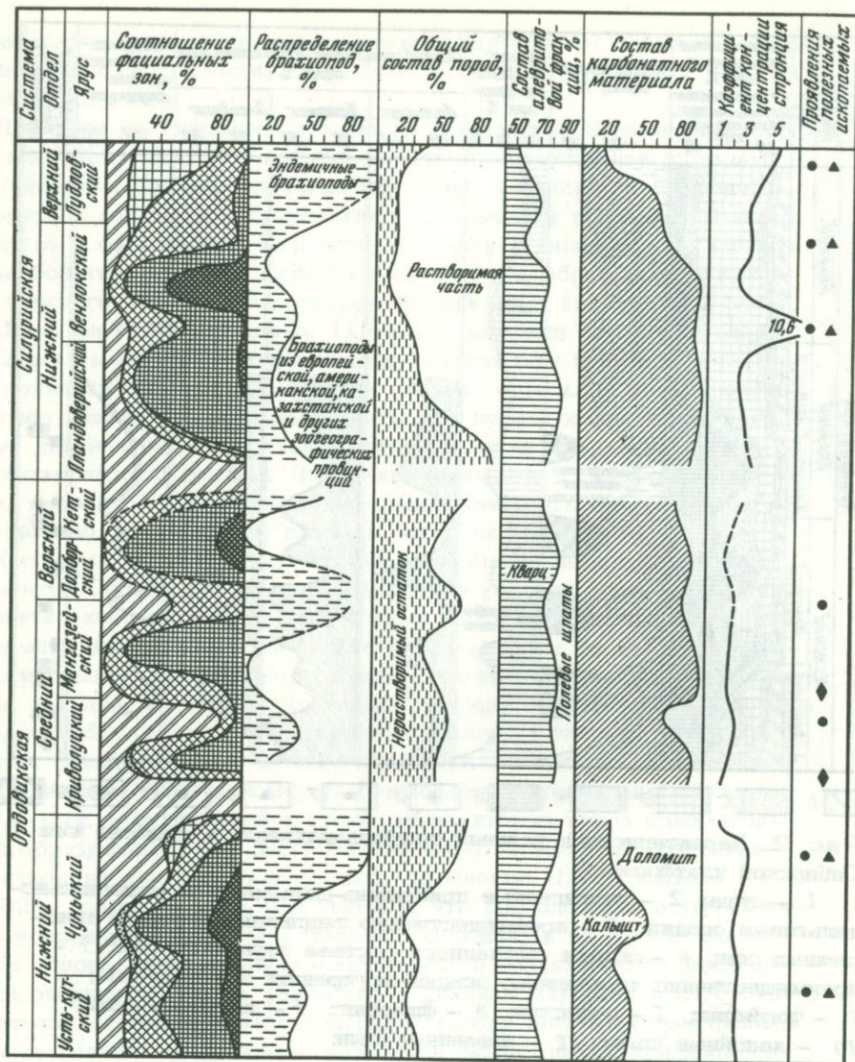


Рис. 3. Характеристика условий осадконакопления в ордовике и силуре Сибирской платформы

1 - суша; 2 - прибрежно-дельтовые осадки; 3 - лагунные осадки; 4 - прибрежные осадки; 5 - прибрежно-мелководные осадки; 6 - мелководные осадки; 7 - фосфорит; 8 - целестин; 9 - флюорит

до конца кембрийского периода осадконакопление в целом протекало на фоне постепенной, ритмически нарастающей регрессии.

Примерно с середины алданского века в юго-западной половине платформы устанавливаются эвапоритовые условия осадконакопления, существовавшие, с некоторыми перерывами, практически на протяжении всего кембрийского периода. Эти условия привели к накоплению в ранне- и среднекембрийскую, а по некоторым данным (Жарков, 1966, и др.) и в позднекембрийскую эпохи мощных пачек соляных пород с пачками сульфатно-карбонатных и карбонатных образований.

Эпохи карбонатакопления, как показывают замеры площадей развития различных фациальных зон (см. рис. 2), на литолого-палеогеографических картах юга Сибирской платформы, построенных Я.К. Писарчик (1963), М.А. Жарковым и другими (1974), протекали в условиях относительного сокращения суши и площадей развития прибрежных и окраинных групп фаций и расширения фаций внутренних, более "мористых" частей бассейна. Естественно предположить, что такие условия отражают собой трансгрессивные этапы развития кембрийского эвапоритового бассейна. Эпохи солеобразования связаны с регрессивными этапами его развития, что отчетливо фиксируется на тех же картах увеличением площадей развития суши, прибрежных и прибрежно-мелководных осадков. Поскольку в кембрийский период на исследованной территории практически постоянно и повсеместно существовал "лагунный" и "лагунно-морской" режим, при анализе соотношений фациальных зон (см. рис. 2) мы не выделяем "лагунные фации", как это сделано для ордовикского и силурийского периодов.

Трансгрессивные этапы, включая и раннеалданскую трансгрессию, повторялись трижды в раннекембрийскую и один раз в среднекембрийскую (амгинский век) эпохи. Начиная от поздних этапов амгинского века прослеживается резкое нарастание регрессии, которая достигла своего максимального развития к концу среднего кембрия (майский век). К этому времени на большей части территории установились континентальные и прибрежно-континентальные условия осадконакопления, после незначительной ингрессии моря в начале позднего кембрия просуществовавшие до начала ордовика.

Раннеордовикская трансгрессия, которая начала развиваться вслед за позднекембрийской регрессией, достигла своего максимума в среднечунское время. Начиная с этого времени все больше усиливался континентальный режим, а в конце раннеордовикской эпохи он устанавливается почти на всей территории Сибирской платформы.

В среднем и позднем ордовике фиксируется трехкратное чередование морских трансгрессий и регрессий. При этом смена господства моря или суши происходила очень быстро. Такое явление объясняется тем, что платформа к этому времени была существенно выравненной, а моря очень мелкими. Поэтому незначительные тектонические подвижки приводили к быстрому уничтожению морского и наступлению континентального режима или, наоборот, к быстрому внедрению моря на сушу.

После континентального режима, просуществовавшего от конца ордовикского и до начала силурийского периодов, наступила новая трансгрессивная фаза развития Сибирской платформы. Максимумом она достигла в средневенлокское время. Затем следует отступление моря и после незначительной раннелудловской трансгрессии на значительных площадях севера Сибирской платформы устанавливается лагунный режим осадконакопления.

Контролируемая главным образом тектоническим режимом, смена трансгрессивных этапов осадконакопления регрессивными нашла свое отражение в вещественном составе пород, в той или иной степени зависящем от характера расчлененности рельефа области сноса. Переломные этапы в условиях осадконакопления на протяжении раннепалеозойской истории развития платформы фиксируются в виде максимумов и минимумов на кривых изменения во времени площади развития различных фациальных зон, соотношения видов фаун эндемичных и иных зоогеографических провинций, общего состава пород и минералогического состава отдельных их фракций, приведенных на рис. 2 и 3. Нетрудно заметить, что все кривые достаточно хорошо коррелируются между собой. Большинство их максимумов или минимумов прослеживается на одних и тех же стратиграфических уровнях, подчеркивая взаимосвязь различных аспектов сериментогенеза.

Регрессивные эпохи осадконакопления являются отражением усиления орогенной активности. Они сопровождались увеличением площадей суши и прибрежных групп фаций и соответственно сокращением площадей развития более внутренних, "мористых" групп фаций. В составе осадков увеличивалась роль терригенного материала, который характеризовался преимущественно низкокзрелым составом обломочных зерен. Одновременно в хемогенной части пород увеличивалось содержание доломита или ангидрита. С регрессивными этапами осадконакопления связаны все известные месторождения и рудопроявления каменных и калийных солей, целестина и флорита. Среди органического мира увеличивалась роль эндемичных видов.

Трансгрессивные этапы осадконакопления являются отражением ослабления орогенной активности. Они сопровождались уменьшением площадей суши и прибрежно-континентальных групп фаций, уменьшением в осадках роли обломочного материала и, как правило, увеличением роли устойчивых к химическому выветриванию компонентов в составе терригенной части пород. В хемогенной части осадков резко увеличивалось содержание кальцита. К трансгрессивным этапам осадконакопления приурочены все выявленные месторождения и проявления фосфоритов. Среди органического мира увеличивалась относительная роль фауны иных зоогеографических провинций.

В настоящее время широко распространено мнение, что эпохи морских трансгрессий сопровождаются потеплением климата и сглаживанием климатической зональности. Регрессии же, наоборот, сопровождаются более резким разграничением климатических зон и общим относительным похолоданием. То, что климат в трансгрессивные этапы осадконакопления, по крайней мере в ордовике и силуре

Сибирской платформы, был теплым, легко доказывается расцветом коралловой фауны.

Сравнение полученных авторами данных с материалами по другим крупным регионам дает основание полагать, что выявленные закономерности являются не частным случаем, характерным только для Сибирской платформы. В большинстве случаев они отражают общий ход раннепалеозойского осадкообразования, наблюдающийся и на других платформах. Эпохи крупных трансгрессий и регрессий на территории Сибирской платформы, Европы и некоторых других районов земного шара совпадают во времени. Об этом говорят, например, имеющиеся в литературе сведения о развитии различных фаунистических комплексов (Максимова, 1962; Соколов, Тесаков, 1963; Савицкий, 1969; Савицкий и др., 1972, и др.), показывающие, что в определенные отрезки времени среднесибирский морской бассейн сообщался с аналогичными бассейнами Европы, Казахстана и иногда Северной Америки.

Таким образом, приведенные выше материалы по составу и строению кембрийских, ордовикских и силурийских толщ Сибирской платформы свидетельствуют о закономерном направленном, ритмично повторяющемся процессе их накопления. В разрезе кембрия с той или иной полнотой отмечаются пять проявлений трансгрессий. В разрезе ордовика аналогичные явления повторяются пять раз, силура — три раза. Соответственно в таких же количествах и на тех же стратиграфических уровнях происходили относительное повышение (но не абсолютные повторения) роли кальцита в осадках и уменьшение содержания терригенных компонентов (кроме нижнеалданского уровня), а также колебания коэффициента концентрации стронция. В пределах всего разреза, как правило, трансгрессивные этапы накопления характеризуются повышением содержания обломочного кварца, что мы связываем с увеличением степени зрелости пород.

Осадочная толща, заключенная между двумя уровнями максимально зрелых для каждого конкретного разреза пород, сформировавшаяся за промежуток времени от одного максимума трансгрессии до другого, отражает изменения условий денудации и седиментации на протяжении одной фазы тектогенеза. Она соответствует осадочной серии в понимании В.П. Казаринова (1958). Осадочные серии могут быть использованы в качестве естественных хроностратиграфических элементов и, при наличии даже незначительного числа палеонтологически охарактеризованных горизонтов пород, могут применяться для сопоставления разнофациальных разрезов в пределах крупных регионов и при сопоставлении межрегиональных разрезов.

## А B S T R A C T

The Cambrian, Ordovician and Silurian deposits within the Siberian Platform consist of mainly lagoonal, coastal-shallow and shallow water marine sediments. These are limestones, dolomites and marls with the interlayers and comparatively thin beds of sandstones, siltstones and mudstones. In

the deposits of Lower and Middle Cambrian rock salts and anhydrites play an essential role.

Lithologic-mineralogic and paleogeographic studies resulted in distinguishing thirteen large cycles of sedimentation which are correlated in the sections of comparable age in the different regions of the Siberian Platform. Each of them comprises transgressive and regressive stages of sedimentation which are characterized by the definite set of sediments.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Жарков М.А. 1966. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы. – Сов. геология, № 2.
- Жарков М.А., Бриган И.В., Кавицкий М.Л. и др. 1974. Геология и каменность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука".
- Казаринов В.П. 1958. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат.
- Максимова З.А. 1962. Трилобиты ордовика и силура Сибирской платформы. – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 76.
- Писарчук Я.К. 1963. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с их нефтегазоносностью и соленосностью). Л., Гостоптехиздат.
- Савицкий В.Е. 1969. О ярусном расчленении кембрия Сибири и некоторых общих вопросах разработки эталонной шкалы ярусных подразделений. – Труды СНИИГТИМС, вып. 94. "Проблемы стратиграфии".
- Савицкий В.Е., Евтушенко В.М., Егорова Л.И. и др. 1972. Кембрий Сибирской платформы. М., "Недра".
- Соколов Б.С. 1967. Основные вопросы стратиграфии ордовикских и силурийских отложений Средней Сибири. – В кн. "Стратиграфия палеозоя Сибири". М., "Наука".
- Соколов Б.С., Тесаков Ю.И. 1963. Табуляты палеозоя Сибири. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н.М. 1960, 1962. Основные теории литогенеза, т. I, II, 1960; т. III, 1962. М., Изд-во АН СССР.

Ю. П. КАЗАНСКИЙ

#### КАРБОНАТНАКОПЛЕНИЕ В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЯХ

Особенностью накопления карбонатных осадков в эпиконтинентальных или шельфовых зонах морей является мелководность (глубины не более 200–400 м) и соответственно тесная связь с климатической зональностью на суше. Осаждение и сохранение карбонатных образований возможно только в теплых, насыщенных углекислотой и ее производными водах. Аномалии возможны только в случаях механического разноса карбонатного материала.

В современных и ископаемых карбонатных толщах рассматриваемого типа выделяются три основные ассоциации пород: 1) прибрежно-морские известняки и доломиты, переходящие в области открыто морских фаций в известняки, 2) мелководно-морские известняки и доломиты, 3) известняки и доломиты внутриконтинентальных бассейнов, проливов и заливов (Казанский, 1974).

Первая ассоциация характеризуется приуроченностью доломитовых пород к наиболее мелководным зонам. Как показывает анализ распределения современных областей доломитообразования, ими могут быть как прибрежные зоны пустынных или полупустынных районов (Персидский залив, южная часть Австралии), так и тропические, достаточно влажные области (бассейн Карибского моря и др.). Известковистые илы распространены в более широкой зоне, выходя за пределы шельфа. Характерным членом первой ассоциации являются органогенные постройки (биогермы, биостромы, рифы).

Осадки первой ассоциации известны с раннего докембрия. Реконструкции древнейших метаморфических карбонатных пород выявили парагенезисы прибрежно-морских первичных известняков и доломитов в архее Канадского и Алданского шитов, в протерозое Карелии, в верхнем докембрии Калифорнии (Уилсон, 1968; Конилов, Шалек, 1973; Сацук, 1973, и др.). Еще более широко эта ассоциация отмечается для палеозоя и мезозоя. Она известна и в кайнозойских толщах.

Вторая ассоциация характеризуется совместным распространением известняков и доломитов как в прибрежно-морских, так и шельфовых зонах. Достоверно этот тип породных сочетаний известен со среднего протерозоя. Более широко он распространен в верхнем протерозое. Переслаивания мощных пачек известняков и доломитов наблюдаются в Южном Китае, в Северной Америке, в Восточной Сибири (Донбар, Роджерс, 1962; "Рифейские отложения..." 1973; Казанский, 1974). Как правило, эта ассоциация распространена в платформенных областях и в мелководных зонах примыкающих к ним складчатых сооружений. Кроме слоистых карбонатных пород здесь распространены органогенные постройки, в которых выделяются строматолитовые и онколитовые образования.

Начиная с раннего палеозоя площади распространения рассматриваемой ассоциации резко сокращаются. Известны примеры, характеризующие в общем локальное распространение этой ассоциации в кембрии в северо-западной части Сибирской платформы (Конторович, Савицкий, 1970), а также в юго-западной Виргинии (Донбар, Роджерс, 1962). В более молодых отложениях эта ассоциация отмечена еще реже. Возможно, она наблюдается в девонских отложениях Центральных Кызылкумов (Абрамович, 1972).

Для третьей ассоциации характерна приуроченность доломитовых пород к центральным частям внутриконтинентальных морей, крупных заливов и проливов. Впервые эта особенность была подмечена А.Б. Роновым (1956) для средне- и верхнепалеозойских отложений Русской платформы, причем было установлено, что доломитовые породы могут ассоциироваться с сульфатными и соляными породами:

В дальнейшем эта ассоциация была установлена во многих эвапоритовых бассейнах, а также в областях распространения мощных известняковых толщ (Ронов, 1956; Занин, 1970).

Приведенный краткий обзор свидетельствует о направленном изменении процесса карбонатакопления в прибрежных и шельфовых областях морей. Причины этого следует искать в развитии состава атмосферы, вод Мирового океана и органической жизни в морях и на суше. Индикатором в морских осадках этих изменений может быть доломит, более чувствительный по сравнению с кальцитом.

Экспериментальные исследования последних лет позволили уточнить роль ряда факторов, влияющих на формирование доломита. К ним относятся: соленость и магний-кальциевые отношения в растворах, карбонатная щелочность и pH, температура, присутствие в растворе ряда катионов и анионов, а также некоторых газов.

Соленость и магний-кальциевые отношения находятся в тесной связи. В разбавленных растворах оптимальные условия доломита (протодоломита) создаются при отношении магния к кальцию, близких к единице. В растворах, насыщенных солями, доломитоосаждение происходит при преобладании магния над кальцием. Не менее тесно связаны карбонатная щелочность и величина pH. Осаждение протодоломита в проведенных экспериментах происходило в тех случаях, когда pH было не ниже 7-8, что обеспечивало достаточное насыщение раствора бикарбонат- и карбонат-ионами.

Хорошо окристаллизованные доломиты были получены только при высоких температурах (выше 150°). Протодоломиты осаждались при температурах ниже 30-50°. Эксперименты также установили, что ион натрия, присутствующий в больших количествах в растворе, может понижать содержание магниезальной молекулы в карбонатном осадке. Несколько изменились представления о роли углекислого газа в процессе карбонатакопления. Его повышение в воде уменьшает pH, а это, в свою очередь, сокращает количество бикарбонат- и карбонат-ионов. Следовательно, при создании благоприятных условий для карбонато- и в том числе доломитообразования необходимо присутствие в растворе компонентов, повышающих pH. Одним из них может быть аммиак.

В свете изложенного представляется возможным следующее объяснение эволюции карбонатакопления в прибрежных и шельфовых зонах. В истории этого процесса намечаются пять этапов. Наиболее древний из них охватывает ранний докембрий. Условия накопления карбонатных осадков для него наименее изучены, так как многие параметры, влияющие на этот процесс, неизвестны (солевой состав морской воды, соленость, pH и т.д.). Исходя из существующих представлений о составе раннедокембрийской атмосферы, в частности присутствия в ней аммиака, можно предполагать более высокие значения pH. Это должно было сокращать масштабы доломитообразования, ограничивая его прибрежными зонами. Для этого этапа характерно появление органогенных построек.

Второй этап охватывает средний и поздний протерозой. В это

время, благодаря переработке основных объемов аммиака в атмосфере, несколько понижается рН морской воды, в результате чего создаются условия для химического осаждения доломита в шельфовой зоне. Значительное количество карбонатного материала переходит в осадок с участием организмов.

Начало следующего этапа, включающего кембрий и часть ордовика, характеризуется появлением животных организмов, использующих кальций на построение раковин. Заселение мелководных частей морей этими организмами нарушило магний-кальциевые отношения в воде, что существенно ограничило возможности доломитообразования, области которого переместились в центральные части внутриконтинентальных бассейнов. Этот этап характеризуется также широким развитием сложных органогенных построек, сначала водорослево-археациатового, а затем водорослево-кораллового типа.

Четвертый этап (ордовик-пермь) отличается формированием толщ известняков с многочисленными органогенными постройками, которые приобретают строение, близкое современным биогермам, биостромам и рифам. Области формирования доломитовых осадков невелики. Они ограничиваются полуизолированными или изолированными водоемами, причем доломиты ассоциируются как с известняковыми, так и сульфатно-соляными породами.

Заключительный этап карбонатонакопления (мезозой и кайнозой) характеризуется общим сокращением этого процесса, в том числе и доломитообразования. Последний фиксируется главным образом в прибрежных зонах морской седиментации.

## А Б С Т Р А К Т

Epicontinental formation of carbonate sediments has occurred under the influence of continental climate conditions. Three associations of carbonate rocks are distinguished: 1) near-shore limestones and dolomites grading into openmarine limestones, 2) near-shore, shelf limestones and dolomites, 3) limestones and dolomites of intracontinental seas, straits and gulfs. The first association was diffused from Archean to Cenozoic. The second type was characteristic of Middle and Late Proterozoic. The third association was known in Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic.

The change of carbonate sedimentation character in epicontinental (shelf) seas is explained by development of atmosphere, hydrosphere and organic life in seas and land. Primary development of shelf limestones in Archean and Early Proterozoic was due to the higher alkalinity of marine waters and high concentration of Mg/Ca ratio. An epoch of intensive dolomite sedimentation in the Middle and Late Proterozoic is a result of increase of calcium quantities, perhaps at the expense of its intensive subtraction from continents, decrease of pH (till 8-9) and large role of algal carbonate sedimentation. A removal of dolomite sedimentation in central parts intracontinental basins at the beginning of Paleozoic was associated

with a formation of great masses of organic calcium carbonate sediments and an appearance of waters with increased quantities of soluble salts that had permitted dolomite precipitation with high significance of Mg/Ca ratio.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Е.Л. 1972. Генезис доломитовых формаций Центральных Кызыл-Кумов. Ташкент, "Фан".
- Грабау А. 1962: Синийская система. - В кн. "Древнейшие породы Китая", М., ИЛ.
- Данбар К., Роджерс Д. 1962. Основы стратиграфии. М., ИЛ.
- Занин Ю.Н. 1970. Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфитеатра. Новосибирск, "Наука".
- Казанский Ю.П. 1974. Об изменении характера морского карбонатакопления в истории Земли. - В кн. "Карбонатные породы Сибири". Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР и СНИИГТИМС.
- Коников А.З., Шалек Е.А. 1973. Фациальные и геохимические особенности архейских карбонатных отложений Хамар-Дабана и Прибайкалья. - В кн. "Фашии и геохимия карбонатных отложений". Ленинград - Таллин, Изд. ВСЕГЕИ.
- Конторович А.Э., Савицкий В.Е. 1970. К палеогеографии Сибирской платформы в раннюю и среднюю кембрийские эпохи. - Труды СНИИГТИМС, вып. 106.
- Рифейские отложения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. - 1973. - Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 168.
- Ронов А.Б. 1956. Химический состав и условия формирования карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). - Труды ГИН АН СССР, вып. 4.
- Сацук Ю.И. 1973. Эволюция карбонатакопления в докембрии Карелии. - В кн. "Фашии и геохимия карбонатных отложений". Ленинград - Таллин, Изд. ВСЕГЕИ.
- Уилсон М.Е. 1968. Докембрий Канады (Канадский щит). - В кн. "Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена". М.; "Мир".

А. В. ИВАНОВСКАЯ

#### МЕЛКОВОДНОМОРСКИЕ ОЛИГОМИКТОВЫЕ КВАРЦЕВЫЕ КЛАСТИЧЕСКИЕ ОСАДКИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Накопление олигомиктовых, и в том числе олигомиктовых кварцевых и кварцевых песков (Страхов, 1971, стр. 248-249) тесно связано с процессами формирования кор выветривания на кварцсодержащих изверженных и метаморфических породах, а также на осадочных породах, испытавших неоднократный перемыв и переотложение. Эти образования преимущественно платформенные, они реже встречаются в горных странах (миogeосинклинальных областях), что означает

эпохи тектонического покоя для соседней пенепленизированной суши, поставляющей выветрелый материал.

Хотя существенную роль при образовании их и играют процессы выветривания (Казаринов, 1945; Рухин, 1953; Страхов, 1962, 1971), однако основная масса пород этого состава накапливалась в аллювиально-делювиальных, прибрежно-морских и морских условиях. Толщи этого генезиса широко распространены среди отложений позднего докембрия и известны в разрезах ютния Швеции (Гейер, 1967), в спаргмитовой серии Норвегии, на Южном Урале, на Сибирской платформе, в Северной Америке и Австралии (Рухин, 1963).

Моделью для реконструкции обстановки осадконакопления существенно кварцевых толщ в рифее может служить, в частности, Сибирская платформа. Исключительно благоприятные условия для накопления названных отложений определяли устойчивое состояние древней платформенной суши, занимавшей ее внутреннюю часть (так называемый Тунгусский остров) (Келлер и др., 1974), и стабильное состояние контуров обрамляющих ее прогибов, которые выполнялись обломочным материалом, поступающим с приподнятых ее частей. Коры выветривания на кварцсодержащих породах (таких, как кварциты, гнейсы, граниты) архея и протерозоя широко распространены на Сибирской платформе и прослежены на протяжении 250 км вдоль ее северо-западной и западной окраин (Иванов, 1964; Скляр, 1968; Казаринов и др., 1969). Было показано ранее (Казанский, 1972; "Рифейские отложения..." 1973), что в переотложенных продуктах кор выветривания этого региона в рифее преобладают кварцсодержащие породы — горизонты кварцитов, кварцевых и олигомиктовых песчаников, конгломератов и гравелитов, которые сопровождаются железными рудами на Енисейском краже (Юдин, 1968), высокоглиноземистыми сланцами в Прибайкалье (Горяинова, Фалькова, 1960), титано-магнетитовыми россыпями в Прианбарье и на Южном Урале (Чайка, 1966), фосфатно-глинистыми отложениями на Туруханском поднятии и в Приангарье.

Олигомиктовые кварцевые кластические образования, слагающие одноименные комплексы тесно связаны с сушей и занимают вполне определенное место в латеральных рядах от области размыва к открытому морю (Ивановская, 1963). Мощные толщи этого состава накапливались в аллювиально-делювиальных условиях, иногда в надводных и подводных частях дельт (низы мукунской серии Прианбарья, верхи губинской толщи Игарского района, части рудоносных отложений нижеангарской свиты (Юдин, 1968), ютний Швеции и т.д.). Это преимущественно песчаные отложения с прослоями песчаных алевритов и гравелитов, иногда в них обнаруживаются ритмы грубой косякой слоистости, трещины высыхания, знаки волновой ряби.

Дельтовые, пролювиальные и лагунные образования иногда переослаиваются с грубообломочными отложениями, сформировавшимися в прибрежных условиях (Головенко, 1966); вероятно, к такому типу могут быть отнесены отложения серии Кивино у оз. Верхнее (Семихатов, 1974).

Наиболее широко распространены и наиболее детально изучены песчаные и песчано-алевритовые толщи переслаивания с прослоями аргиллитов (сланцев), иногда флишеидного типа, сложенные хорошо сортированными и окатанными кварцевыми, олигомиктовыми и олигомиктовыми кварцевыми породами с глауконитом и незначительными по мощности аркозово-кварцевыми прослоями. В подобных условиях на Сибирской платформе – устойчивая суша, окруженная мелкими эпиконтинентальными морями (Келлер и др., 1974) – формировались отложения стрельногорской свиты на Туруханском поднятии и погорюйская свита на Енисейском кряже, зигальгинская и зильмердакская свиты на Южном Урале (Горяинова и др., 1940), серия Глидден Карпентария в районе Кимберии и нижняя часть песчаников Аделаиды в окрестностях г. Дарвина Австралии, серия Мизулы в центральной части Скалистых гор (Семихатов, 1974).

В толщах этого генезиса часто встречаются и характерные разнообразные осадочные текстуры, позволяющие судить о динамике среды и обстановке осадконакопления в целом. Наиболее часто встречаются косая слоистость и отпечатки знаков волновой ряби морского типа с индексом от 5 до 16, обычно асимметричные. При этом чем меньше длина рифеля и высота, тем более тонкозернистым материалом они сложены. Мелкая рябь (длина рифеля – 5,5–13,5 см, высота – 0,4–11,1 см) сложена крупнозернистым алевритом с примесью мелкозернистого песчаного материала. Крупная рябь со сглаженными вершинами (длина рифеля до 30 см и более, высота 5 см и более) сложена крупнозернистым псаммитовым материалом с примесью мелкозернистого песчаного или даже мелкого гравия, сцементированного средне- и мелкозернистым песком.

В этих толщах часто встречается глауконит, зерна его, входящие в состав осадка, слагающего рифели, испытывают в разных его частях определенное на себе воздействие. Так, зерна на крыльях рифеля уплощены, вдавлены в окружающие терригенные зерна, в седле расплющены или края некоторых из них отторжены, а на гребне контуры их приобретают очертания заключающих их зерном.

Замеры ориентировки гребней ряби и наклонов плоскостей косой слоистости, в сочетании с замерами ориентировки длинных осей галек, остриями пляжевых фестонов и бороздами размыва позволяют, кроме того, реконструировать положение древней береговой линии, что и было сделано на Туруханском поднятии и в Игарском районе Восточной Сибири.

Весьма широко среди отложений исследуемого состава в рифе распространены трещины высыхания, указывающие на период кратковременного осушения и покоя в осадконакоплении. Они, как правило, образуются на границе раздела песчаных и глинистых пород по глинистой примазке и иногда – на прослое с отпечатками знаков ряби. Сами по себе трещины высыхания являются признаком, свидетельствующим о континентальном генезисе отложений (Казанский, Ивановская, 1974), но в сочетании с прослоями, содержащими следы знаков ряби и глауконит в составе вмещающих их песчаников, сви-

детельствуют о мелководных морских условиях этих кластических образований (стрельногорская и погоройская свиты Восточной Сибири, серия Мизула в районе Монтаны) (Рухин, 1953).

В отложениях олигомиктового кварцевого состава (содержание кварца выше 50 до 90%, полевых шпатов (главным образом микроклин и ортоклаз) менее 25% и обломков пород менее 25%, в соответствии с классификацией А.Г. Коссовской (1962) наблюдается вполне определенная ассоциация глинистых минералов в цементе песчаников и алевролитов, а также в прослоях переслаивающихся глинистых пород. Самым распространенным глинистым минералом среди них является гидрослюда модификации 1Md как результат разупорядочения структуры 2M<sub>1</sub> исходных гидрослюд во время их транспортировки от источника сноса до захоронения в мелководных морских условиях, испытавших перемены на месте. Для ассоциаций, слагающих подводные части дельт, а возможно, и близко расположенных к источникам питания (губинская толща Игарского района) характерны гидрослюды 2M меньших с примесью каолинита в более кварцевых разностях. В меньших количествах и повсеместно распространены хлориты железисто-магнезиальные и магнезиально-железистые. Железистые хлориты слагают прослой железных руд в нижнеангарской свите на Енисейском кряже.

Известно, что носителем такого талласофильного элемента, как бор, являются гидрослюды. В сочетании с особенностями состава пород, степенью сортировки и окатанностью, характером наслоения рядом текстурных признаков пород содержание бора позволяет судить о солености древних бассейнов и иметь более полное представление о фациальной обстановке. Анализ данных по содержанию бора в глинистой фракции менее 0,0001 мм (см. таблицу) и в пересчете на теоретическое количество K<sub>2</sub>O в гидрослюдах показал содержание бора в среднем от 85 до 180 г/т, а в пересчете на K<sub>2</sub>O - от 156 до 267 г/т для отложений подводных частей дельт и мелководного морского происхождения. Для толщ, накапливавшихся в подводных частях дельт и в прибрежных равнинах, содержание бора колеблется от 55 до 75 г/т, в пересчете на K<sub>2</sub>O в гидрослюдах - от 70 до 100 г/т. Р. Рейнольдс, исследуя содержание бора в докембрийских морях, приводит для серии Белт, образовавшейся в мелководных морских условиях, и в частности для группы Мизула в Монтане, 133-363 г/т в глинистой фракции из этих отложений. Как уже упоминалось, среди мелководноморских образований олигомиктового кварцевого состава широко распространен глауконит, который извлекает бор из морской воды лучше, чем иллит и поэтому является хорошим индикатором солености.

Содержание бора в образцах глауконита на Туруханском поднятии колеблется от 160 до 800 г/т; его более низкое содержание (160-210) соответствует осадкам с ярко выраженными признаками мелководья - прибрежья, а содержание от 400 до 800 г/т характерно для толщ сравнительно более глубоководных условий, в том числе и для инзерской свиты Южного Урала. Литолого-петрографичес-

Содержание бора (в г/т) и  $K_2O$  (в %) в глинистой фракции, гидрослюдах и глауконитах позднего докембрия

Свита	Местонахождение	Пределы колебаний, фракция < 0,001	Среднее содержание, фракция < 0,001	Пределы колебаний содержания $K_2O$ , фракция < 0,001	Пределы колебаний содержания в гидрослюдах	Среднее содержание в гидрослюдах	Среднее содержание в глауконитах	Условия накопления
Стрельногорская Низы	Воронихин мыс, Туруханское поднятие, Сибирская платформа	350-80	154 (32)*	6,7-5,07	459-167	246 (14)	292 (8)	Весьма мелководные
Середина	То же	380-30	181 (50)	6,5-2,3	598-30	267 (28)	610	Мелководные
Верх	"	250-30	117 (22)	5,5-2,8	498-140	246 (22)	-	Относительно мелководные
Середина	Стрельные горы, Туруханское поднятие, Сибирская платформа	220-90	127 (11)	6,9-5,5	274-90	156 (6)	-	Мелководные
Верх	То же	190-70	159 (7)	6,7-6,2	244-211	156 (4)	-	Относительно мелководные

Погорюй- ская	Река Ирки- неева, Енисей- ский кряж, об- разцы А.И.Уша- ковой	300-170	250 (9)	5,2-2,5	630-467	403 (7)	-	Мелковод- ные
Погорюй- ская	Река Анга- ра, Енисей- ский кряж	100-80	86 (5)	5,5-2,5	247-124	183 (5)		Мелковод- ные
Губинская Низы	Б. Медвежий о-в, Игар- ский р-н, Сибирская платформа	122-55	75 (10)	7,6-4,4	154-60	92 (17)		Очень мел- ководные
Верх	То же	100-14	71 (18)	7,2-5,9	198-53	98 (17)		Очень мел- ководные дельтовые
	Близ о-ва Плахиского	80-28	55 (6)	7,3-6,6	118-35	68 (5)		То же
Инзёрская	Реки Инзёр и Аша, Юж- ный Урал					505 (6)		Мелководно- морские
Серия Белт	Сев.Америка (по Рейнольдсу)	360-71	169 (24)	10,2-3,4	753-257**			Морские
Серия Белт группа Ми- зула	То же	263-170	191 (6)	9,6-5,4	378-280**			Морские, среднее мелководье

\*Цифры в скобках обозначают число исследованных образцов.

\*\*Эти данные по бору основаны на предположении, что чистый иллит содержит 10%  $K_2O$ .

кие и палинологические исследования на Сибирской платформе (Ивановская и др., 1971) показали бедность в олигомиктовых кварцевых толщах рифея микрофитопланктона в сравнительно опресненных участках морских бассейнов. Фитопланктон расцветал в областях смещения терригенно-карбонатного и карбонатного осадконакопления при нормальной солености. Таким образом, олигомиктовые кварцевые кластические отложения – особый тип осадков, связанных с длительным существованием стабильных платформ на протяжении позднего докембрия. Основная масса отложений формировалась в аллювиально-дельтавиальных и мелководноморских условиях с пониженной соленостью.

#### А B S T R A C T

Oligomictic as well as oligomictic quartz detrital deposits are accounted for continental crasts of weathering of quartz rocks. The main part of deposits of this composition accumulated under the alluvial – talus, shallow labile shelf and sea conditions that is confirmed by a wide range of sedimentary textures. Oligomictic deposits are characteristic for Late Precambrian in Europe, Asia, North America and Australia. According to Boron content – indicator of paleosalinity – in glauconites and illites (1Md and 2M<sub>1</sub>) of sandstone and siltstone cement it was established that these deposits were formed in sea delta and shallow sea of low salinity.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гейер П. 1967. Докембрий Швеции. – В кн. "Докембрий Скандинавии." М., "Мир".
- Головенок В.К. 1966. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземистого сырья и древних россыпей. – В кн. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 1. М., "Недра".
- Горяинова О.П., Фалькова Э.А. 1940. Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР. – Труды Геол. упр. Башкирской АССР, вып. 9. Уфа, Башиздат.
- Иванов Г.И. 1964. Древняя кора выветривания на кристаллических породах в бассейне р. Котуйкан. – Геология и геофизика, № 2.
- Ивановская А.В. 1963. Олигомиктовые кварцевые комплексы рифея западной окраины Сибирской платформы (особенности состава и латеральные ряды). – В сб. "Литология и полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока". Новосибирск.
- Ивановская А.В., Казанский Ю.П., Тимофеев Б.В. 1973. Распределение микрофитофоссилий в различных литолого-фациальных зонах рифея Восточной Сибири. – Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 8. "Микрофоссилии СССР". Новосибирск, "Наука".
- Казанский Ю.П. 1972. Корреляция рифейских отложений Сибирской платформы по переотложенным продуктам выветривания. – В сб. "Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири и Дальнего Востока". Новосибирск, "Наука".

- Казанский Ю.П., Ивановская А.В. 1974. Методика определения континентальных отложений в позднем докембрии. – В сб. "Этюды по стратиграфии". М., "Наука".
- Казанский Ю.П., Ивановская А.В., Соколова М.Ф. 1971. Глинистые минералы в отложениях позднего докембрия Сибири. – Докл. АН СССР, т. 200, № 5.
- Казаринов В.П. 1945. О генезисе кварцевых песков Западной Сибири. – Докл. АН СССР, т. 10, вып. 6.
- Казаринов В.П., Бгатов В.И., Будников В.И. и др. 1969. Континентальные перерывы и коры выветривания Сибирской платформы. – Труды СНИИГИМС, вып. 98. "Литология и полезные ископаемые Сибирской платформы".
- Келлер Б.М., Королев В.Г., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. 1974. Поздний протерозой (рифей и венд). – В кн "Палеогеография СССР", т. 1. М., "Недра".
- Коссовская А.Г. 1962. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Приверхоянья. – Труды ГИН АН СССР, вып. 63.
- Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. 1973. Под ред. Ю.П. Казанский. – Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 168.
- Рухин Л.Б. 1953. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., "Наука".
- Скляр Р.Я. 1968. Протерозой и палеозой Иркинеево – Чадобешской зоны. Автореф. канд. дис. Казань.
- Страхов Н.М. 1962. Основы теории литогенеза, Т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н.М. 1971. Развитие литогенетических идей в России и СССР. Критический обзор. М., "Наука".
- Чайка В.М. 1966. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и циркониевый метод изучения метаморфических пород и гранитов. – В сб. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 1. М., "Недра".
- Швецов М.С. 1954. Петрография осадочных пород. М.–Л., Изд. ОНТИ НКТП.
- Юдин Н.И. 1968. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. М., "Наука".

Н. В. ЛОГВИНЕНКО

## **ПЛЯЖЕВЫЕ И МЕЛКОВОДНЫЕ МОРСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ И КАРБОНАТНЫЕ ОСАДКИ — ПЕРЕХОДНЫЕ ФАЦИИ НА ГРАНИЦЕ СУШИ И МОРЯ**

На границе суши и моря возникает характерная парагенетическая ассоциация переходных фаций песчаных пляжей, переходящих в сторону суши в эоловые пески и в сторону моря — в пески подводного берегового склона — поле действия волн и течений. В условиях влажного климата за полем эоловых песков развиваются болота и торфяники, в аридном климате — засоленные марши и береговые такыры и ранны (рис. 1).

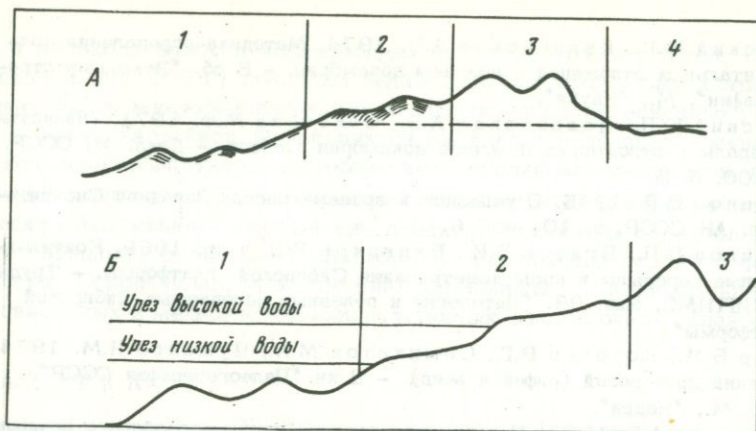


Рис. 1. Берега открытого моря и бухтовые берега бесприливных морей (А) и берега приливных морей и океанов (Б)

1 - подводный береговой склон; 2 - пляж; 3 - дюны; 4 - болота и торфяники или засоленные марши

По составу обломочного материала переходные песчаные фации могут быть терригенными в областях умеренно влажного климата высоких и средних широт и карбонатными органогенно-обломочными в областях влажного и особенного сухого климата средних и низких широт.

Эта парагенетическая ассоциация песчаных осадков широко распространена на аккумулятивных берегах современных бесприливных морей и озер - Азовского, Черного, Балтийского, Чудского озера, Мичиган и многих других. Она также является обычной на берегах приливных морей - Немецкого, Средиземного, Мексиканского и Калифорнийского заливов и других и на океанических берегах Северной Америки, Европы, Австралии и других континентов, где отличается некоторыми особенностями, связанными с более активным гидродинамическим режимом и значительными изменениями уровня моря (рис. 1, Б).

Комплекс переходных песчаных фаций в полном или редуцированном виде встречается в ископаемом состоянии. Он обнаружен в третичных отложениях Украины (Ремизов, 1966), пермских отложениях Печорского бассейна (Македонов, 1965), в карбоне Подмосковного бассейна (Хворова, 1953) и Джекказгана (Ботвинкина, 1963), в силуре Пенсильвании (Smith a. oth., 1970). Можно предполагать, что переходные фации песков распространены значительно шире, но из-за трудности их диагностики в ископаемом состоянии они сравнительно редко выделяются и описываются.

Многочисленные попытки выработать критерии для их различия на основании дробного (на 19 ситах) гранулометрического анализа и вычисления различных коэффициентов (Mason a. oth., 1958; She-

pard a. oth., 1961; Friedman, 1961, 1967, и др.) в общем не дали положительных результатов. Это, вероятно, связано с тем, что в природе часто наблюдаются явления конвергенции – образования сходных осадков в разных условиях, а также явление унаследованности ряда черт осадков при образовании одних осадков из других.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ПЕРЕХОДНЫХ ПЕСЧАНЫХ ФАЦИЙ

Фация эоловых песков (береговые дюны), окаймляющих пляж со стороны суши, развита на аккумулятивных берегах Балтийского, Азовского, Черного, Немецкого, Средиземного морей, Мексиканского и Калифорнийского заливов, на берегах океанов в Европе, Америке, Австралии и других континентах и на берегах многих озер. В зачаточном виде она представляет собой одну береговую дюну, а при полном развитии – ряд дюн или дюнное поле. Экстремального развития это явление, вероятно, достигает на Тихоокеанском берегу Южной Америки, где эоловые пески покрывают почти сплошным покровом береговую зону и склоны береговых хребтов, достигая высоты около 1000 м над уровнем моря ("Тихий океан", 1967).

Береговые эоловые пески характеризуются следующими чертами.

1. Преобладание хорошо сортированных кварцевых и полевошпатово-кварцевых (иногда аркозовых и др.) мелко- и среднезернистых песков обычно без примеси гравия и более крупных частиц. В средних и низких широтах (Шри Ланка, Красное море, Черное и Азовское моря, Мексиканский залив) в составе песков может преобладать раковинный детрит.

2. Наличие относительно бедных концентраций тяжелых минералов и песка и грубого алеврита в более тонких фракциях.

3. Диагональная слоистость эолового типа.

4. Отсутствие фауны, иногда встречается растительный детрит, в карбонатных песках – мелкие раковины фораминифер, оолитов.

5. Мезо- и микроформы эолового рельефа и эоловая рябь на поверхности.

6. Хорошая окатанность и матовая поверхность песчинок.

Фация песчаного пляжа широко распространена на аккумулятивных берегах морей и океанов, а также в озерах. Обычно это отмельные берега с уклоном подводного берегового склона от 0,006–0,008 до 0,015–0,018, реже до 0,020–0,025. Пески пляжа характеризуются следующими особенностями (Логвиненко, 1969).

1. Развитие хорошо отсортированных кварцевых и полевошпатово-кварцевых (реже – полимиктовых) мелко- и среднезернистых песков (при больших уклонах и крупнозернистых) с примесью гравия и мелкой гальки, раковинного детрита и ракуши. В средних и низких широтах, особенно в аридных зонах, пески состоят главным образом из раковинного детрита, ракуши, оолитов.

Характеристика переходных песчаных фаций

Фация песков	Состав осадков	Концентрация тяжелых минералов	Органические остатки и типы слоистости	Некоторые структурные параметры	Кривые распределения granulометрического состава
Эоловые	Кварцевый, полевощпатово-кварцевый, реже полимиктовый, раковинный детрит и ракуша	Относительно бедная	Нет или растительный детрит (редко), раковинный детрит, мелкие раковины. Эоловая	Kag (+) до +3, редко (-) Mag 0,1-0,7 Фракции $d < 0,1$ мм более 3-5%	Одновершинные
Пляжевые	То же	Богатая в штормовом вале и верхней части пляжа	Морская и земная фауна (раковины), водоросли, растительный детрит с закономерной ориентировкой. Пляжевая	Kag (-) до -3, реже (+) Mag 0,2-1,0 Фракции $d < 0,1$ мм менее 3-5%	Одновершинные и двух (трех)-вершинные на урете воды
Подводного берегового склона	То же и глауконит (не всегда)	Относительно бедная	Морская фауна, растительный детрит. Знаков волн, косая, однонаправленная и перекрестная, слои со знаками волн	Kag (+) до +1,2, редко (-) Mag 0,1-0,8 Фракции $d < 0,1$ мм более 5-10%	Одновершинные, реже двухвершинные

2. В зоне уреза воды - более грубый гравийно-галечниковый материал и уменьшение размера части от уреза в сторону суши и в сторону моря. В приливных морях и в океане появление двух зон грубого материала, отвечающих высокой и низкой воде.

3. Богатые концентрации тяжелых минералов в штормовом вале и верхней части пляжа и в зоне развития знаков волн на подводном пляже.

4. Диагональная слоистость пляжевого типа.

5. Разные микроформы рельефа и текстур на поверхности пляжа, раковины морских и наземных моллюсков и растительный детрит с закономерной ориентировкой удлиненных раковин относительно линии

берега: на пологих пляжах внутренних морей и озер параллельно береговой линии, на океанских крутых пляжах перпендикулярно береговой линии.

6. Присутствие асимметричной ряби волн на подводном пляже: гребни ряби располагаются параллельно и под углом к береговой линии и так же ориентированы удлиненные раковины в ложбинах ряби.

7. Хорошая окатанность и блестящая поверхность песчинок.

Фация песков подводного берегового склона располагается в области действия волн и течений – мелководье с глубинами от 1–2 до 7–9 м и с уклоном поверхности от 0,006–0,008 до 0,015–0,025. Она присутствует повсюду на аккумулятивных берегах, где имеются песчаные пляжи. Пески подводного берегового склона имеют такие особенности.

1. Пески кварцевые и полевошпатово-кварцевые (реже – полимиктовые) мелко- и среднезернистые (редко – крупнозернистые), с заметным содержанием крупной алевритовой фракции, с раковинным детритом и ракушкой. В средних и низких широтах, особенно в зонах аридного климата, в составе песков преобладает раковинный детрит, имеются оолиты и пр.

2. Пески содержат относительно бедные концентрации тяжелых минералов и в более мелких фракциях.

3. В песках наблюдается диагональная слоистость знаков волн: однонаправленная с падением к берегу и перекрестная слоистость во фронтальной части песчаных валов и "серповидных дюн" (Clifton a. oth., 1973), слои со знаками волн и т.п.

4. Пески содержат морскую фауну и растительный детрит, длинные раковины располагаются параллельно гребням знаков волн.

5. Поверхность осадка неровная, покрыта знаками волн (рифелями), подводными песчаными валами, "серповидными дюнами" и пр.

6. Зерна песка часто хорошо окатаны, но встречаются средние и плохо окатанные, поверхность песчинок блестящая.

Основные сведения о характере переходных песчаных фаций современных осадков суммированы в таблице.

#### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕСКОВ

Образование комплекса переходных песчаных фаций связано с динамикой атмосферы и гидросферы. Поступающий в море обломочный материал, благодаря выносам рек и абразии берегов, а также органический материал на дне интенсивно перерабатывается морем.

Благодаря асимметрии волн на мелководье, скорость движения воды в придонном слое к берегу больше, чем скорость обратного потока. Песчаные и более крупные частицы от нейтральной линии (где скорость движения воды к суше и к морю одинакова) переносятся к суше и выбрасываются на пляж, алевритовые и пелитовые частицы уносятся на глубину в море. На пляже прибойный поток (прямой в сторону суши – всегда более интенсивный, чем обратный –

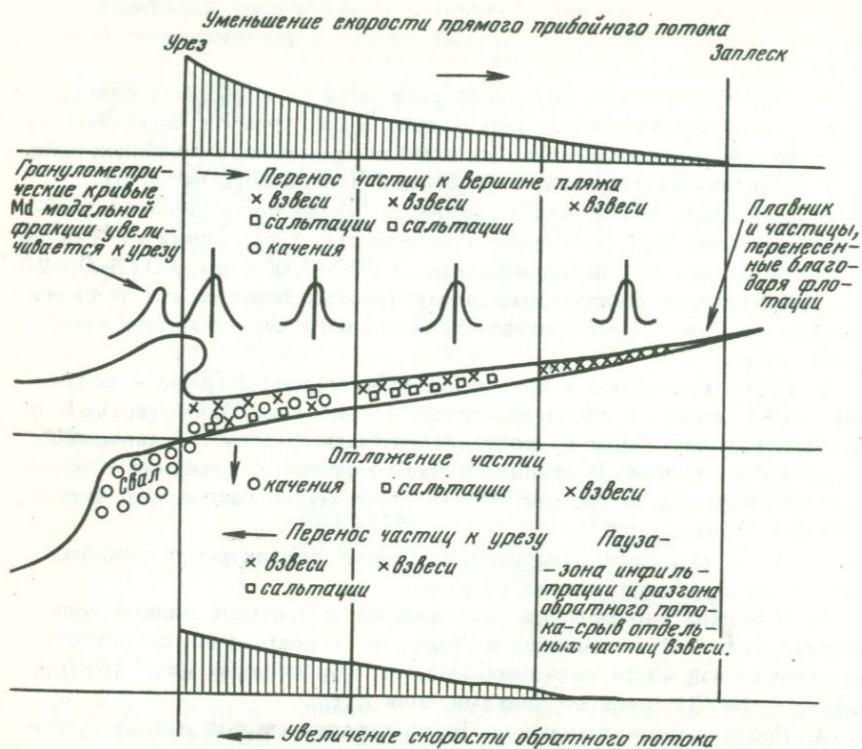


Рис. 2. Механизм перемещения частиц на пляже под воздействием прибойного потока и формирования гранулометрического состава песков

к урезу воды) длительное время обрабатывает и сортирует песчинки по размеру и удельному весу, а алевритовые и пелитовые частицы смываются обратным потоком в море. В верхней — осушающей части пляжа ветер подхватывает песчинки и перемешивает их в глубь суши.

Постоянное и длительное перемещение песка на пляже приводит к тому, что они становятся хорошо обработанными и сортированными: кривые распределения гранулометрического состава одновершинные, с небольшими "хвостами" грубых фракций и отрицательной асимметрией. Сравнительно небольшое число песков с положительной асимметрией, вероятно, образовалось либо из песков аллювия, либо из дюнных, недостаточно переработанных морем. Длительное воздействие прибойного потока приводит также к минералогической дифференциации по удельному весу — образованию естественных шлюхов тяжелых минералов. И только на урезу воды, где наиболее интенсивно действует прибой, накапливаются более грубые гравийно-галечниковые частицы: кривые распределения гранулометрического состава двух- (и трех) вершинные. Механизм перемещения частиц и формирования гранулометрического состава песков пляжа под воздействи-

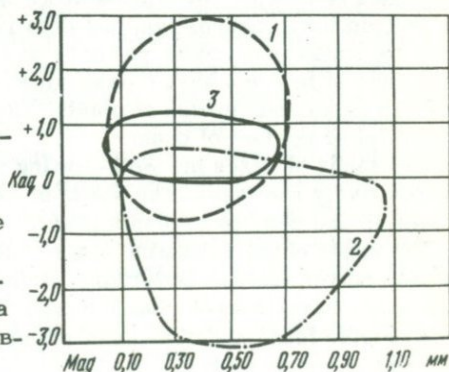
ем прибойного потока показан на рис. 2. В результате этого на пляже наблюдается уменьшение размера частиц обломочного материала от уреза воды как в сторону суши, так и в сторону моря. Однако миграция линии уреза, изменение интенсивности прибоя и явления флотации осложняют и нарушают эту общую закономерность дифференциации обломочного материала на пляже. При затухании волнения и перемещении заплеска волн к урезу воды на всей поверхности пляжа отлагается тонкий слой мелких частиц песка с односторонней кривой распределения, отложенных из взвеси. Этот слой подстилается более грубыми осадками, сложенными частицами, перемещенными сальтацией и качением.

В верхней – осыхающей части пляжа ветер переносит песчинки вдоль пляжа и в глубь суши, формируя береговые дюны. Главным способом транспортировки частиц является сальтация, второстепенным – качение. В гумидных условиях при не очень сильном ветре и наличии растительности перемещение происходит на сравнительно небольшие расстояния. Но и за это время пески приобретают хорошую сортировку и окатанность: кривые распределения гранулометрического состава одновершинные, с "хвостами" тонких фракций мелкого песка и грубого алеврита и имеют положительную асимметрию. В аридных условиях при сильных ветрах тонкие частицы выносятся за пределы дюнных полей и в песках появляются "хвосты" грубых фракций – отрицательная асимметрия. Поэтому поля дюнных и пляжевых песков частично перекрываются (рис. 3).

На подводном береговом склоне действуют асимметричные волны в сочетании с течениями (волновыми вдоль, береговыми, сточными, разрывными и т.п.), но главным фактором, как правило, являются волны. Перемещение частиц происходит в зависимости от их размера, главным образом посредством сальтации и во взвешенном состоянии и лишь частично качением. Они перемещаются по системе рифелей или знаков волн, гребни которых движутся в направлении движения воды, и более крупных форм подводного рельефа – подводных песчаных валов, "серповидных дюн", гребни которых также перемещаются в сторону движения воды к берегу.

Рис. 3. Диаграмма Каг (коэффициент асимметрии) – Маг (среднеарифметическое) для песков переходных фаций

1 – дюнные пески (по Фридману и Шепарду); 2 – пляжевые пески (по Фридману и Шепарду, с дополнением автора); 3 – пески подводного берегового склона по данным автора (для бесприливных морей)



Подводные песчаные валы при благоприятных условиях могут дать начало барам. Возникновение бара приводит к появлению второго комплекса пляжевых и эоловых песков, отделенного от первого берегового лагуной. Баровые осадки в ископаемом состоянии выделить весьма трудно, так как они не отличаются от пляжевых.

Длительные и многократно повторяющиеся возвратно-поступательные движения воды и частиц обломочного материала на подводном береговом склоне приводят к хорошей сортировке осадка; преобладают пески с одновершинными кривыми распределения гранулометрического состава. Фракция грубого алеврита не полностью выносятся на глубину и сохраняется в осадках. Таким образом, пески подводного берегового склона имеют "хвосты" тонких фракций и положительную асимметрию. Действие течений осложняет этот процесс — выносятся тонкие фракции и накапливаются грубые. В результате встречаются пески с отрицательной асимметрией и пески с двухвершинными кривыми распределения (особенно часто в межвальных ложбинах). На диаграмме  $Kag - Mag$  поле дюнных и пляжевых песков перекрывается полем песков подводного берегового склона (см. рис. 3).

\* \* \*

Переходные фации песчаных осадков на границе суши и моря формируются в динамичной водной и воздушной среде из одного и того же терригенного или карбонатного материала и имеют как черты сходства, так и различия. Однако эти различия не столь велики и поэтому в ископаемом состоянии их различать довольно трудно. Надежное определение переходных песчаных фаций в ископаемом состоянии требует комплексного изучения типов слоистости, гранулометрического состава, органических остатков и условий из захоронения, распределения и концентрации тяжелых минералов.

## ABSTRACT

The sands of beaches are well-sorting one-top curves of distributions of the granulometric composition and negatively skewness. On the sea level there are sands with coarse particles and two-top curves of distribution. The sands of beaches have crosslamination type of beach, contain marine and land fauna and detritus of plants. The organic remains have orientation in parallel of the line of coast.

The sands of dunes are well-sorting with one-top curves distributions and positively skewness. The sands of dunes have cross-lamination type of aeolian and detritus of plants (rare).

The sands of the submarine slope of the coast are well-sorting with one-top curves (seldom two-top) of distribution and negatively skewness. This sands have cross-lamination type of ripple-marks of waves and currents, marine fauna and detritus of plants with orientation in parallel of the crest of ripple marks.

Are discussing of origin transition sands facies recent sediments. For the purpose of distinguishing transition sands facies in the ancient sediments we must study structure, texture, organic remains and their conditions of burial.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л.Н. 1963. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наслонения в параллических формациях разных климатических областей. – Труды ГИН АН СССР, вып. 4.
- Логвиненко Н.В. 1969. К характеристике фации современного песчаного пляжа. – Докл. АН СССР, т. 188, № 3.
- Македонов А.В. 1965. История осадконакопления в Печорском бассейне. М., "Наука".
- Ремизов И.Н. 1966. Стратиграфическая шкала кайнозоя Днепровско-Донецкой впадины. – В кн. "Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование". М., "Недра".
- Тихий океан. Берега Тихого океана. 1967. М., "Наука".
- Хворова И.В. 1953. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. М., Изд-во АН СССР.

П. Т. ТАЖИБАЕВА, Б. У. УРУМБАЕВ, Н. А. АЗЕРБАЕВ

### **ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАЛЕДОНИД (на примере Центрального Казахстана)**

Седиментогенез и его роль в локализации оруденения – один из важных вопросов формирования и размещения полезных ископаемых. Осадочные комплексы, характеризующие тот или иной этап тектонического развития региона, содержат определенный набор месторождений, в чем заключается своеобразная специализация этапов развития в концентрации полезных ископаемых. В этом аспекте интересно рассмотрение закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых на примере каледонского развития западной части Центрального Казахстана. Важно отметить, что при формировании осадочных месторождений рудное вещество является существенным элементом седиментационного процесса и активно участвует в стадийных преобразованиях – диагенезе, эпигенезе и метаморфизме. Наложенное гидротермальное и эпигенетическое рудообразование очень часто контролируется вещественным составом вмещающих осадочных пород, их структурно-текстурными особенностями и физико-механическими свойствами.

Каледонские структуры западной части Центрального Казахстана образуют центральноказахстанский палеозойский массив. Эти струк-

туры являются частью Улутуау-Тянь-Шаньского геосинклинального пояса (Беспалов, 1971), который состоит из линейно вытянутых в субмеридиональном направлении антиклиналей, синклиналей и протягивается на 1800 км от Ишимской Луки на севере до Чаткало-Нарынской зоны на юго-востоке. Средней частью этого геосинклинального пояса является сложно построенный Улутуауский антиклинорий (мегантклинорий, по Беспалову, 1971).

В Байконурском синклинории, расположенном в юго-западной части Улутуауского мегантклинория, выявлены и изучены непрерывные геосинклинальные разрезы нижнего палеозоя, состоящие из четырех свит (Ергалиев, 1967; Никитин, 1972; Азербай, 1973).

Курумсацкая свита (нижний-средний кембрий) состоит из собственно фтанитов и углеродистых фтанитов, кремнисто-глинистых и углеродисто-кремнисто-глинистых ванадиеносных ритмитов, с малым количеством известняков с остатками спикул губок. Мощность ванадиеносного горизонта изменяется от 4 до 10 м, а мощность свиты колеблется от 100 до 280 м.

Кокбулакская свита (верхний кембрий) состоит из микрозернистых серых тонкогоризонтальнослоистых и скрытослоистых известняков. Ее мощность 30-80 м.

Карасуирская свита (нижний-средний ордовик) состоит в основном из переслаивающихся серых известняков и аргиллитов, постепенно сменяющихся зеленовато-серыми аргиллитами, затем темными, почти черными кремнисто-глинистыми ритмитами (глинистыми яшмами) и собственно яшмами. Мощность этой свиты 300-330 м. Аргиллиты состоят из мусковитоподобной слюды политапа 2M<sub>1</sub> и триктаэдрического хлорита. Кремнистые породы содержат многочисленные остатки радиолярий и других неопределимых планктонных организмов. Их основная масса характеризуется кристалломорфной микроструктурой, установленной в электронном микроскопе. Кремнистое вещество в них полностью раскристаллизовано и состоит из мельчайших зерен кварца величиной 1-2 мк.

Дулыгалинская свита (средний-верхний ордовик) состоит в нижней части из алевритистых аргиллитов и алевролитов, выше сменяющихся темно-зеленовато-серыми граувакковыми песчаниками. На разных стратиграфических уровнях встречаются интервалы ритмичного строения. Песчаники составляют ассоциацию литокластово-порфиритовых полевошпатово-кварцевых граувакк. Мощность дулыгалинской свиты 2960 м.

Анализ терригенных компонентов песчаников дулыгалинской свиты свидетельствует о том, что в среднем-позднем ордовике источником обломочного материала были вулканогенные, интрузивные и метаморфические породы докембрия Майтубинско-Карсакапайского антиклинория.

Детальными фаціальными исследованиями установлено, что четыре охарактеризованные свиты составляют крупную регрессивную серию осадков. Байконурский геосинклинальный прогиб был заложен в венде. Начальная стадия его развития охватывает весь кембрийский период,

ранний и начало среднего ордовика. Он являлся частью желобообразного прогиба, протягивавшегося от современной Ишимской Луки до Чаткало-Нарьнской зоны. В указанный отрезок времени в нем происходило некомпенсированное осадконакоплением прогибание. Расположенный восточнее Майтубинско-Карсакпайский антиклинорий представлял собой подводное поднятие.

В Байконурском относительно глубоководном желобообразном прогибе, глубина которого составляла несколько сотен метров, вероятнее всего 400-700 м (Азербайев, 1973), в кембрийский и первую половину ордовикского периодов последовательно накапливались маломощные кремнисто-глинистые ванадиеносные осадки со значительным количеством органического углерода и с фосфатными конкрециями, затем - известковые, глинистые, глинисто-радиоляриевые и радиоляриевые илы с железисто-марганцевыми конкрециями. Указанный отрезок времени характеризовался поступлением небольших масс обломочного материала, что свидетельствует о том, что области водосборов находились на удалении и были тектонически пассивными (Страхов, 1960, 1962).

В среднем ордовике, вероятно, в начале лландейло, началось постепенное воздымание Майтубинско-Карсакпайского антиклинория, который в карадокском веке представлял собой цепочку островов, возвышавшихся над уровнем океана. Появление островов обусловило поступление большого количества обломочного материала и привело к постепенному заполнению прогиба. В лландейло и раннем карадоке алевритово-песчаные осадки отлагались в обстановке глубокой части желоба, островного склона и краевой части шельфа, в среднем и позднем карадоке - средней части шельфа и мелкого моря. В конце карадока произошла компенсация прогиба.

Большая часть отложений неглубокого моря (краевой и средней части шельфа) свидетельствует о том, что в карадокском веке Байконурский синклиний продолжал прогибаться. Но скорость накопления осадков превосходила величину прогибания, поэтому образовалась мощная регрессивная толща отложений неглубокого моря.

Конседиментационные структуры в ордовике (Азербайев, 1973) свидетельствуют о том, что в тот отрезок времени Байконурский прогиб испытывал сжатие. Характер ориентировки стилолитовых швов в породах дулыгалинской свиты указывает на то, что в послеродовикское время Байконурский синклиний продолжал испытывать поперечное сжатие. Именно стрессовым давлением, а не глубоким погружением бывают обусловлены глубокие постседиментационные преобразования геосинклинальных отложений.

Улутаский магантиклинорий в среднем и позднем ордовике можно рассматривать как часть геосинклинальной системы, находившейся на стадии островной дуги. Майтубинско-Карсакпайский антиклинорий был частью или ее горного сооружения или внешней подводной дуги, а Байконурский синклиний являлся частью относительно глубоководного океанического желоба.

С начальным этапом развития геосинклиналичного режима связаны стратиформные осадочные месторождения ванадия, приуроченные к курумсаксской свите нижнего — среднего кембрия. Темно-серые яшмы карасуирской свиты перспективны на выявление новакулитов (Тажимаева, Азербайев, 1969). Замедленная терригенная седиментация способствовала биогенной концентрации ванадия и кремнезема за счет жизнедеятельности планктона. Кроме того, при осаждении планктонных организмов и их разложении создавалась восстановительная обстановка. Поэтому дополнительно ванадий, молибден и хром могли осаждаться из донных и иловых вод под действием сероводорода (Холодов, 1973).

Девонские отложения центральной зоны Улутау-Тянь-Шаньского древнего пояса наиболее полно представлены в Джезказган-Тенизском прогибе. Они слагают ряд наложенных мульд, располагающихся на размытых и выровненных байкальских и каледонских складчатых сооружениях (Беспалов, 1971). Девонские образования подразделяются на эффузивный комплекс нижнего и среднего отделов, жаксыконскую серию, относящуюся к среднему девону и франскому ярусу, фаменский ярус (Зайцев, 1961).

В строении нижнего вулканогенного комплекса принимают участие главным образом эффузивы разного состава, их туфы и значительно в меньшей степени песчано-конгломератовые породы. Последние обычно тяготеют к основанию разреза. Все они находятся в сложных фациальных взаимоотношениях. Излияние эффузивов происходило в наземных, континентальных условиях. Описываемые образования несогласно перекрываются так называемой жаксыконской серией, которая по литологическому составу расчленяется на две толщи: нижнюю — пестроцветную вулканогенно-осадочную, отвечающую верхам среднего девона и низам франского яруса, и верхнюю — красноцветную терригенную, сменяющуюся вверх по разрезу морскими осадками фамена, представленными песчано-глинистыми и кремнисто-глинистыми породами, органогенными и хемогенными пелитоморфными известняками, иногда с марганценосными прослоями.

Следует отметить, что наиболее важное значение в геолого-экономическом отношении имеют верхнедевонские породы. С ними пространственно и нередко генетически связаны многочисленные проявления железа и марганца, в значительной меньшей степени меди и свинца.

Марганцевое оруденение проявилось дважды — во фране и фамене. В франских красноцветных терригенных, часто грубообломочных породах локализованы браунитово-псиломелановые руды "джездинского типа" (месторождения Дезде, Промежуточное, Найзатас, Жаксыкотр и др.). Для последних характерно сочетание пластовых и жильных рудных тел, приуроченность к определенному стратиграфическому уровню — франскому ярусу, континентальность, грубокластичность, плохая отсортированность и аркозовый состав вмещающих пород, цементный характер оруденения.

К морским кремнисто-глинисто-карбонатным породам фаменского яруса приурочен ряд рудопроявлений и месторождений (Каратас), ко-

которые по своей природе близки к марганцевым месторождениям так называемого атасуйского типа. Важнейшими отличительными чертами последнего являются четкое стратифицированное положение пластовых залежей, постоянный парагенезис руд железа, марганца, свинца и цинка, синхронность оруденения и щелочного базальтоидного вулканизма.

Формирование орогенных верхнедевонских пород происходило в разных палеогеографических обстановках. Одни являются осадками континентальных фаций, другие – морских. Первые соответствуют по времени образования франскому, а вторые – фаменскому периодам осадконакопления.

Наши детальные литолого-геохимические исследования показали, что накопление осадков в франское время происходило в аридной зоне, в континентальных, мелководных, слабо или почти неминерализованных бассейнах, в окислительной обстановке и отвечает начальным стадиям аридного литогенеза.

В франский век западная часть Центрального Казахстана представляла собой возвышенную нагорную сушу с довольно расчлененным рельефом, с теплым, даже жарким засушливым климатом, способствовавшим интенсивной механической дезинтеграции материнских пород и эрозионной деятельности (Быкова, 1960; Урумбаев, 1966). В пользу сказанного свидетельствует ряд выявленных нами геохимических закономерностей (Урумбаев, 1973). В частности, весьма показательным поведением химических элементов по петрографическому профилю конгломераты – гравелиты – песчаники – алевролиты, которое в основном подчинено собственно пестрому типу распределения и частично его сглаженной модификации. Коэффициент упорядочения колеблется в пределах 0,1–0,4, что, по мнению Н.М. Страхова (1957), свойственно для отложений, образовавшихся в результате физического выветривания на водосборных площадях и при малых возможностях сортировки осадочного материала. На механическую переработку пород питающей провинции указывают также значения отношений  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , изменяющиеся от 10,7 до 17,9. Высокие величины (32–80) железомарганцевого модуля  $\text{Fe}/\text{Mn}$  подчеркивают мелководность и опресненность бассейна седиментации, а  $\text{CaO}/\text{MgO}$ , равные 0,6–1,6, указывают на слабую минерализацию его вод. Среда осадконакопления была окислительной, что подтверждается обогащением гидроокислов железа и отношением  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , изменяющемся в пределах 8,0–13,2.

Механизм осадконакопления в франское время нам представляется в следующем виде. Тектоническая жизнь и физико-географическая обстановка в позднедевонское время способствовали интенсивной аккумуляции терригенных осадков. Перед франским веком на большей части Центрального Казахстана был перерыв в осадконакоплении, затем происходят значительные дифференцированные колебательные подвижки. Амплитуда и характер последних были неодинаковыми для всей площади. Устойчивое воздымание одних блоков земной коры, соответствовавшее обычно древним антиклинорным структурам, и прогибание других привели к образованию обширных межгорных прогибов,

предгорных впадин и различного рода континентальных депрессий. В них интенсивно аккумуляровался обильный терригенный, часто плохо отсортированный материал, сносимый с обрамлявших их горных сооружений. Транспортирующей средой являлись речные и временные потоки. Осадочные потоки имели площадную, поперечную форму движения, представлявшего собой сочетание трех моодинамических типов (по Попову и др., 1963): прерывистого поступательного движения с грязью, непрерывного поступательного движения с водой и непрерывного поступательно-возрастного движения с воздухом. С первым типом связано появление в изученных отложениях "конгломерат-пудингов", имеющих размеры валунов до 0,5-0,8 м. Мелкогалечниковые конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты обязаны своим образованием деятельности потоков второго типа. Третий тип, обусловленный работой ветра, имел ограниченное значение и участвовал только в образовании дисперсной части.

Фаменский век ознаменовался широкой морской трансгрессией, которая достигла своего апогея в позднетурнейское время. Не занятыми морем оставались лишь сводовые части крупных пенепленизированных древних поднятий, таких, как Арганатинское, Карсакапайское, Улутауское и др. Характер осадконакопления контролировался рельефом морского дна, унаследованным от позднефранского времени.

В прибрежных и неглубоких участках мелководного бассейна отлагались песчано-глинистые и карбонатные осадки, а в центральной части осаждались глинистые и хемогенные образования, с которыми иногда тесно ассоциируют марганцевые руды. При этом существенное влияние на осадконакопление оказали синхронные локальные проявления вулканизма.

Каменноугольные отложения широко распространены в западной части Центрального Казахстана. Они представлены разнообразными карбонатными и терригенными осадками морского происхождения в нижних частях разреза и континентального в его верхней части. Наиболее детально они изучены в пределах Сарысу-Тенизского водораздела в Джекказганской впадине. Здесь турнейский ярус и нижние слои визейского яруса сложены преимущественно известняками с примесью обломочного и глинистого материала и включениями кремнистых конкреций. Они совместно с фаменскими породами выделяются в одну известняковую формацию (Зайцев и др., 1961). На них согласно ложатся отложения известняково-терригенной формации, представленные песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками. Среди каменноугольных отложений, безусловно, повышенное внимание исследователей привлекает осадочный комплекс пород так называемой джекказганской рудоносной толщи, который несет промышленные концентрации меди и парагенетически связанные с ней свинец, серебро, рений и другие сопутствующие элементы. Это прежде всего Джекказганская и Жиландинская группа месторождений меди, а также широко распространенные в районе многочисленные проявления типа "медистых песчаников".

Геологическая позиция медного оруденения, его минеральный состав и генезис<sup>1</sup> хорошо освещены в работах К.И. Сатпаева, Н.М. Стрехова, Д.Г. Сапожникова, В.Ф. Беспалова, В.М. Попова, П.Т. Тажибаевой, И.П. Дружинина, В.Д. Шутова и многих других исследователей. Поэтому, не останавливаясь на них, отметим, что в районе Джебгазганского рудного поля рудовмещающая толща сложена однообразным комплексом терригенных песчано-глинистых пород, представленных перемежающимися пластами серых и красных песчаников и алевролитов при резко подчиненном значении конгломератов и кремненных известняков. Последние нередко являются маркирующими. Наши исследования показали, что описываемые рудоносные отложения — типичные континентальные образования аридной зоны. Об этом свидетельствуют выявленные нами закономерности распределения элементов по профилю песчаники-алевролиты. Для всего разреза характерен пестрый тип распределения элементов со сглаженными модификациями (Тажибаева, Урумбаев, 1973). Коэффициент упорядочения колеблется в пределах от 0,4 до 0,6. Такой тип мог возникнуть при условиях, когда на водосборных площадях, наряду с довольно интенсивной механической дезинтеграцией пород, происходили и относительно слабые процессы химического выветривания. Не противоречит сказанному и отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , равное 0,69–2,50. В изученных породах значения  $\text{Sr}/\text{Ba}$  очень малы (0,3–0,4), что указывает на пресноводность и слабую минерализацию вод бассейна седиментации и подчеркивает континентальность осадков. Последнее также подтверждается и железомарганцевым модулем (20,8–29,5).

Таким образом, континентальный характер осадконакопления в период формирования рудоносных отложений не вызывает сомнения.

Сероцветные разности пород отлагались в мелководных пресноводных или слабоминерализованных бассейнах (Тажибаева, 1964). Осадконакопление происходило в восстановительной среде. Это явствует из отношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , которое меньше единицы. В прибрежных же частях застойных и отшнурованных водоемов, где преобладали резко восстановительные условия ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 0,5$ ), осадки приобрели зеленовато-серую окраску. Красноцветные отложения образовались в наземных (субаэриальных) условиях в окислительной среде ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 2,14\text{--}31,33$ ) при регрессии и превращении залива в площадь сухой долины, а также в предгорных впадинах и руслах временных потоков.

Пермские платформенные образования занимают обширные площади западной части Центрального Казахстана. Они, как и выше описанные породы, богаты полезными ископаемыми (Тажибаева, 1972). Дос-

<sup>1</sup> Не имея возможности вдаваться в подробности генезиса Джебгазганского месторождения, которому посвящена обширная литература, отметим, что в этом вопросе мы придерживаемся взглядов К.И. Сатпаева (1955, 1961).

таточно упомянуть хотя бы месторождения родусит-асбеста и каменной соли. Эти отложения нами изучены в пределах Тениз-Сарысуйской структурно-формационной зоны, которая в конце раннепермской эпохи была разделена Сарысу-Тенизским поднятием на две впадины (Литвинович, Голубовский, 1974). В каждой из них сохранились внутриконтинентальные бассейны: лагуны, озера, реки с многочисленными притоками, озерно-аллювиальные равнины со свойственными для них фаціальными типами отложений. Для северной - Тенизской впадины характерно накопление в основном терригенных осадков на протяжении всего пермского периода. Среди последних выделяются (снизу вверх) кайрактинская, кийминская, шоптыкульская свиты. Отличительной особенностью разреза является ритмичное чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков, а также широкое проявление меди.

В южной - Джезказган-Сарысуйской впадине известны осадки жиделисайской и кенгирской свит раннепермского возраста. Для первой свиты характерны гипсо-соленосные, глиvisto-карбонатные и терригенные породы красного цвета с косой и диагональной слоистостью, а для второй - массивные темно-серые мергели, известняки и пестроцветные глины. В низах этой свиты выявлена родусит-асбестовая минерализация.

В целом пермские осадки характеризуют галогенную стадию аридного литогенеза. На сухой, жаркий климат указывают высокая карбонатность пород, присутствие в их составе известняков и доломитов, а также наличие гипса и трещин усыхания (палеотакьры).

Осадконакопление в этот период происходило в континентальных бассейнах типа озер, лагун и небольших пересыхающих рек. Об этом свидетельствуют многочисленные находки остатков рыб и филлопод, характерных для озер, следы размывов и волно-прибойных знаков, свойственные для прибрежно-озерных условий, характер слоистости, присущий осадкам временных потоков. Кластический материал поступал с окружающих их приподнятых частей суши.

Однако седиментационные процессы в этих двух соседних бассейнах имели некоторые различия, вследствие имевшихся локальных особенностей. В период накопления осадков Тенизская впадина представляла собой предгорную депрессию с многочисленными озерами, лагунами и реками с одинаковым гидрохимическим режимом. Территория же Джезказган-Сарысуйской впадины была обширной аллювиальной равниной с лагунами, пересыхающими озерами и реками. Последние были разобшены между собой и отличались физико-химическими особенностями среды осадконакопления. На севере эти водоемы были менее засоленными, чем на юге, что было обусловлено особенностями климата и химизмом седиментации. Разный гидрохимический режим зависел также от вещественного состава водосборных площадей, которые были различными для отдельных частей седиментационного бассейна. При этом не последняя роль отводится динамике водных масс и временных потоков. Все это, безусловно, наложило своеобразный отпечаток на состав и физико-меха-

няческие свойства пород, которые позднее, в мезо-кайнозойское время, способствовали проникновению коллоидных кремнистых растворов и отложению родусита. При этом весьма благоприятными оказались мергели, алевролиты и песчаники. Наибольшая степень минерализации приурочена к метасоматически измененным гипсокарбонатным и мелкозернистым трещиноватым породам и брекчированным мергелям. При повышении засоленности бассейна образовались известняки, гипсы, а затем и каменная соль.

Итак, с разными этапами палеозойской истории западной части Центрального Казахстана связано формирование определенных комплексов осадочных пород и ассоциирующих с ними полезных ископаемых. Так, к нижнепалеозойским геосинклинальным отложениям приурочены месторождения ванадия и новакулита – ценного абразивного сырья. В девонских орогенных континентальных и морских отложениях локализованы месторождения железа и марганца. Каменноугольные полуплатформенные образования богаты месторождениями медных руд. В платформенных континентальных отложениях перми выявлены родусит-асбестовая минерализация и скопления каменной соли. Они перспективны также на нефть и газ. В этом и проявляется металлогеническая специализация структурных этажей каледонид на определенные полезные ископаемые.

Таким образом, установленная приуроченность месторождений к различным структурным этапам свидетельствует об их связи с конкретными этапами развития, что позволяет говорить о связи образования полезных ископаемых с определенным тектоническим режимом. С другой стороны, отчетливо видна связь месторождений с климатом, а в некоторых случаях – с вулканизмом и постмагматической гидротермальной деятельностью. Следовательно, сочетание благоприятных климатических условий и тектонического режима приводило к формированию месторождений полезных ископаемых.

## А Б С Т Р А К Т

Regularities of location and formation of sedimentary rocks and associated useful minerals are presented by the example of Caledonian development of the western part of the Central Kazakhstan. Paleogeographical peculiarities of geosynclinal, orogenic and platform stages of development are successively described. Metallogenic specialization of caledonides structural stages in certain useful minerals has been revealed. Occurrences of vanadium and novakulite are associated with Lower Paleozoic geosynclinal deposits, occurrences of iron and manganese – with Devonian orogenic formation, occurrences of copper – with carboniferous semiplatform rocks, occurrences of rhodusite-asbestos and rock salt – with Permian platform deposits.

Formation of useful-minerals deposits was conditioned by the combination of favourable climate, and tectonic regime.

## ЛИТЕРАТУРА

- Азербайбаев Н.А. 1973. Условия образования ордовикских отложений Байконурского синклиналия и некоторые вопросы фашиального анализа геосинклиналиальных образований. — В кн. "Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана". Алма-Ата, "Наука".
- Беспалов В.Ф. 1971. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, "Наука".
- Быкова М.С. 1960. Стратиграфия и фашиальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР.
- Ергалиев Г.А. 1967. К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны. — Изв. АН Каз.ССР, серия геол., № 6.
- Зайцев Ю.А. 1961. Гершинская тектоническая структура западной части Сарысу-Низского водораздела и Улу-Тау. М., Изд-во МГУ.
- Зайцев Ю.А., Габай Н.Л., Голубовский В.А. и др. 1961. Геологическое строение Джезказганского района. — В кн. "Большой Джезказган, геология и металлогения". Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР.
- Литвинович Н.В., Голубовский В.А. 1974. Палеогеографическая обстановка в позднем палеозое в западной части Центрального Казахстана и в сопредельных областях. — В кн. "Стратиграфия и литология верхнепалеозойских отложений западной части Центрального Казахстана". М., "Недра".
- Никитин И.Ф. 1972. Ордовик Казахстана, ч. 1, 2. Алма-Ата, "Наука".
- Пспов В.И., Макаров С.Д., Станкевич Ю.В., Филипов А.А. 1963. Руководство по определению осадочных фашиальных комплексов и методика фашиально-палеогеографического картирования. Л., Гостехиздат.
- Сатпаев К.И. 1955. Некоторые методические вопросы теории рудообразования на примере генезиса месторождений так называемых лодистых песчаников гидротермального типа. — В кн. "Вопросы геологии Азии", т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Сатпаев К.И. 1961. Основные результаты комплексного изучения и вопросы генезиса Джезказгана. — Геология рудных месторождений, № 8.
- Страхов Н.М. 1957. Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях. — В кн. "Методы изучения пород". М., Госгеолтехиздат.
- Страхов Н.М. 1960-1962. Основы теории литогенеза, т. 1, 2, 3. М., Изд-во АН СССР.
- Тажибаева П.Т. 1964. Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР.
- Тажибаева П.Т. 1972. Литология нижнепермских отложений западной части Центрального Казахстана. Алма-Ата, "Наука".
- Тажибаева П.Т., Азербайбаев Н.А. 1969. Перспективность обнаружения новакулитов. — Народное хозяйство Казахстана, № 6.
- Тажибаева П.Т., Урумбаев Б.У. 1973. Особенности распределения акцессорных элементов в породах джезказганской рудоносной толщи Джиландинской группы месторождений. — В сб. "Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана". Алма-Ата, "Наука".
- Урумбаев Б.У. 1966. К литологии верхнедевонской красноцветной толщи Джезказган-Улутауского района. — В сб. "Литологические исследования в Казахстане". Алма-Ата, "Наука".
- Урумбаев Б.У. 1973. О геохимических условиях формирования франских красноцветов Джезказган-Улутауского района. — В сб. "Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана". Алма-Ата, "Наука".
- Холодов В.Н. 1973. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., "Наука".

**О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ  
КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРИДНЫХ ЗОН**

Среди различных образований, типичных для континентального осадконакопления в аридных зонах, определенное место занимают красноцветные отложения. Особенности их состава, определяемые присутствием таких минералов-красителей, как гематит, гетит, маггемит и другие, достаточно наглядно подтверждают представление о том, что красноцветные породы являются индикаторами континентальных условий седиментации. Хорошо известно, что минералы-красители обычно приносятся в седиментационные бассейны из областей распространения красноземных кор выветривания, но могут накапливаться также непосредственно в этих бассейнах за счет разложения железистых минералов, содержащихся в осадках. Независимо от способа образования минералов-красителей, для их сохранения в осадках в неизменном виде необходимы окислительные условия. Такие условия создаются, как правило, в хорошо аэрируемых континентальных бассейнах седиментации. Сохранение и образование этих минералов и соответственно красноцветности пород невозможно в морских условиях, где процессы окисления существенно затруднены или сменяются восстановительными реакциями.

Естественно поэтому, что для красноцветных отложений характерны фациальные изменения, приводящие к замещению их сероцветными толщами при переходе от континентальных условий седиментации к морской обстановке. Также типичны для красноцветных отложений и свойственные им органические остатки. Такие остатки представлены преимущественно растительным детритусом, а в ряде случаев и древними захоронениями вертикально стоящих стволов с корневой системой, подобных тем, которые типичны для месторождений автохтонных углей. Встречающиеся в красноцветных толщах остатки фауны, широко известные в пермских и более молодых отложениях, принадлежат почти исключительно наземным животным — обитателям обширных массивов суши; наряду с ними присутствуют пресноводные рыбы, моллюски и листоногие ракообразные. Единственное исключение можно видеть на примере фауны из кварцитов Паунд, принадлежащих верхней части разреза докембрийской серии Марино, где среди красноцветных отложений встречены отпечатки медузоидных и других обитателей водоемов. Но эти остатки недостаточно строго сопоставляются с современными формами и расположены среди подчиненных красноцветным толщам прослоев сероцветных пород.

Хотя обычно предполагают, что красноцветные породы образуются в условиях аридного климата, однако исследование их состава и парагенезов приводит к выводу о существовании двух групп этих пород, свойственных в одном случае действительно аридным условиям, в другом — гумидным; способствующим образованию их в теплом, но существенно влажном климате.

Сейчас установлено, что красноцветные континентальные отложения аридных зон выделяются в общем комплексе красноцветных образований присутствием карбонатных примесей, содержание которых может быть весьма значительным, но во всяком случае, как правило, превышает 15 весовых процентов от общей массы породы. Для аридных красноцветных пород, среди которых преобладают терригенные образования, характерны, кроме того, прослои мергелей, линзы известняков и доломитов. Типичны также ассоциации с сульфатными породами и с медистыми песчаниками (Страхов, 1962).

В современных представлениях о происхождении красноцветных континентальных отложений аридных зон господствуют две основные концепции. Одна из них в той или иной степени развивает идеи Вальтера (1911) об ископаемых пустынях геологического прошлого. Другая опирается на построения, предполагающие широкое участие древнего аллювия в формировании этих отложений (Мазарович, 1927; Рухин, 1962, и др.). Анализ литературных данных показывает, что приводимые различными исследователями сведения о генетических типах красноцветных континентальных отложений в огромной степени завязаны от самых общих представлений о происхождении этих отложений. Соответственно до сего времени в литературе можно встретить описания, в которых красноцветные отложения тех или иных территорий относят к эоловым, к аллювиальным образованиям.

Между тем исследования, проведенные автором (Анатольева, 1972) во многих районах обширной территории Советского Союза и результаты изучения красноцветных отложений различных зарубежных областей, изложенные главным образом в обобщающих работах Ван-Хутена (Van Houten, 1961, 1973), показывают, что эоловые образования в областях красноцветной седиментации имеют в общем ограниченное распространение. Главные генетические типы красноцветных континентальных отложений аридных зон принадлежат ряду пролювиально-аллювиальных и озерно-лагунных образований. Господствующее распространение именно такого рода образований может быть достаточно строго обосновано фактическими наблюдениями над особенностями текстуры, структуры, состава отложений и над условиями их залегания и взаимоотношениями с вмещающими толщами.

Выявленные в настоящее время генетические типы континентальных красноцветных отложений аридных зон достаточно характерны и в общем их разнообразии могут быть выделены наиболее типичные пролювиальные, аллювиальные, дельтовые, озерные и лагунные образования.

Пролувиальные красноцветные отложения аридных зон весьма обычны. Они известны в разрезах кембрия Сибирской платформы, девона Саяно-Алтайской складчатой области, Центрального Казахстана, Норвегии и других регионов мира. Большую роль пролювиальные красноцветные отложения играют и в строении пермских разрезов, в частности Предуральяского краевого прогиба и многих районов Центральной Европы и Северной Америки. Такие же образования имеются и среди мезозойских и кайнозойских красноцветных толщ. Как и для типичного пролювия, для них характерен разнозернистый,

преимущественно грубый и, как правило, полимиктовый обломочный материал, к тому же плохо или совсем несортированный. В целом это комплекс отложений предгорных выносов, возникающих в результате деятельности временных потоков с их весьма специфичными фациями подножий, образующими своеобразные шлейфы вдоль древних горных сооружений. Такие фации представлены разнообразными красноцветными терригенными породами, включающими различной мощности прослой и линзы совершенно несортированного обломочного материала, в котором лежат вперемежку с мелким щебнем, песком и илом гальки и громадные валуны.

Терригенные породы пролювиальных конусов выноса обычно не слоисты, хотя в них иногда и наблюдается груболинзовидное переслаивание различной зернистости пачек. Полимиктовый состав пролювиальных красноцветных отложений свидетельствует о незначительной транспортировке обломочного материала из областей сноса, а содержание в этом материале большого количества свежих, почти не претерпевших разложения зерен полевых шпатов и других минералов — о быстром захоронении осадков. Характерна значительная мощность красноцветных пролювиальных отложений, достигающая многих тысяч метров. Нередко этим отложениям сопутствуют медистые песчаники (девон Минусинского прогиба, пермь Приуралья и другие районы). Органические остатки в красноцветном пролювии почти полностью отсутствуют.

Аллювиальные красноцветные отложения встречаются в различных возрастных срезах разных территорий мира особенно часто. Пожалуй, это один из самых представительных генетических типов континентальных красноцветных отложений аридных зон. Аллювиальные отложения наблюдаются в плащеобразном залегании на обширных выровненных пространствах. Данные об аналогичных отложениях привели Б.Л. Личкова (1932) к представлению о великих аллювиальных равнинах геологического прошлого. Красноцветные отложения рассматриваемого генетического типа являются господствующими в строении кембрия Сибирской платформы, в девонских разрезах Сибири, Казахстана, Русской платформы, Скандинавских стран, Британских островов и некоторых районов Северной Америки. В массовом развитии они наблюдаются среди пермских красноцветных отложений Русской платформы, Центральной Европы и Северной Америки, а также среди мезозойских и кайнозойских красноцветов Китая, Центральной и Средней Азии и Северной Америки.

Текстурные признаки, запечатленные в различных видах косой и иного типа слоистости, специфические структурные образования на поверхности напластования (волноприбойные знаки, трещины усыхания, промоины, знаки течения и т.д.), наборы пород, характерные органические остатки и другие особенности определяют типичные черты аллювиальных красноцветных отложений. Области распространения этих отложений в прошлом граничили с зонами лагун, переходящих в мелкоморье. Для подобных древних аридных аллювиальных равнин характерно формирование красноцветных осадков в результате интен-

сивной деятельности мигрирующих русел. Именно поэтому среди аллювиальных красноцветов наблюдается разнообразный комплекс терригенных пород от конгломератов до тонкозернистых песчаников и алевролитов.

Расположение аллювиальных равнин вдоль фронта активно живущих горных сооружений в областях, испытывающих устойчивое прогибание, приводит к формированию осадочных толщ нередко громадной мощности. Аллювиальные красноцветы содержат большое количество органических остатков, животных и растительных, в том числе пресноводных рыб, моллюсков, разнообразных амфибий, рептилий и млекопитающих. Особенности захоронения растительных остатков и костей наземных животных дают прямые указания на перенос их текучими водами. Аллювиальные красноцветы нередко сопровождаются медистыми песчаниками и обнаруживают признаки засоления пород. Отложения данного генетического типа описаны в работах В.И. Попова (1954), В.И. Игнатьева (1963), Т. Нильсена (Nilsen, 1967) и многих других.

Дельтовые отложения, по представлению многих исследователей (Твенхофел, 1936; Пустовалов, 1937; Van Houten, 1961), часто встречаются среди красноцветов. Они могут быть отмечены в верхнем силуре Северной Америки (формация Салина), девоне некоторых районов Сибири, Британских островов и Северной Америки и особенно среди пермских красноцветных толщ Русской платформы и Северной Америки. Спорадически такие красноцветные отложения наблюдаются и в разрезах мезозоя и кайнозоя, например в мелу Центральной и Средней Азии, а также Северной Америки и в палеогене Бирмы. Одной из характерных особенностей дельтовых красноцветов является их фашиальная смена лагуновыми и морскими толщами и переход в угленосные фации. Среди дельтовых красноцветов часто встречаются медистые песчаники и прослои сульфатных пород (гипсы и ангидриты). Типичен специфический облик косой слоистости красноцветных дельтовых отложений с закономерным чередованием горизонтов слоистых пачек в основании и кровле дельтового комплекса и монотонно наклонных в одну сторону крупных косослоистых пачек внутри этого комплекса.

Озерные красноцветные отложения аридных зон накапливались в водоемах, не имеющих стока, что и обусловило многие специфические их черты. Одна из таких черт — наличие среди красноцветных отложений прослоев гипса и ангидрита, а также каменных солей. Красноцветные отложения этого генетического типа также широко распространены. Они известны среди кембрийских отложений Сибирской платформы, девонских — Сибири, Русской платформы, Британских островов и Северной Америки, пермских — Русской платформы и Северной Америки, меловых — Центральной и Средней Азии и палеогеновых — Северной Америки.

Озерные красноцветные отложения представлены преимущественно тонкозернистыми терригенными породами, среди которых немало продуктов химической седиментации. Такого рода седиментация в озерах аридного типа и накладывает отпечаток на состав

красноцветных отложений рассматриваемого генетического типа. Накопление красноцветных отложений происходило либо в обширных озерных водоемах, в частности, как показал Игнатъев (1963), достигающих огромных размеров (татарские красноцветы), либо в системе небольших мелководных озер, разобщенных небольшими перемычками. В таких озерах формировались фациально однообразные толщи.

Мощные красноцветные отложения озерного типа имеются среди верхнекембрийских толщ на юге Сибирской платформы (так называемая верхоленская свита). Они представлены неслоистыми аргиллитами комковатого сложения, включающими и прослой мергелей и тонкозернистых песчаников. Нередко озерные отложения содержат крупные захоронения ископаемых органических остатков. Так, например, в пермских красноцветных отложениях Новой Мексики обнаружены массовые остатки амфибий, которые, полагает А. Ромер (Romer, 1961), погибли на месте обитания из-за катастрофической засухи, вызвавшей высыхание водоемов.

Лагунные красноцветные отложения особенно широко распространены среди эвапоритовых красноцветных толщ кембрия, девона, перми и мела различных районов мира. Массовое их развитие отмечено в пермском периоде, когда происходило накопление мощных красноцветных сульфатно-терригенных толщ. Эти толщи представлены чередованием терригенных пород, сильно обогащенных карбонатными примесями, с гипсами, ангидритами и каменными солями.

Что же касается данных о вероятной роли эоловых образований среди красноцветных отложений аридных зон, то они опираются преимущественно на общие построения и реальными наблюдениями могут быть подтверждены лишь для немногих районов. В частности, к эоловым образованиям, возможно, относятся алевропелитовые породы девонских отложений Минусинского прогиба; в них встречаются текстуры, напоминающие те, которые свойственны лессам (столбчатая отдельность, известковые журавчики и т.п.). Эоловые красные пески упоминаются в разрезах Шотландии, но относят их к уникальным образованиям. Роль эоловых образований в строении красноцветных отложений некоторых разрезов перми и триаса Северной Америки отмечает также Ф.Б. Ван-Хутен (Van Houten, 1961). О распространении такого генетического типа красноцветных отложений пишет и Глиньи (Glenpie, 1970) в работе, специально посвященной пустынным отложениям. Хотя Глиньи подчеркивает, что отложения современных пустынь в большинстве случаев не обладают красной окраской, но, как он считает, они становятся красными в те периоды, когда происходит смена засушливых периодов общим увлажнением климата. Существование эоловых красноцветных отложений несомненно, но следует подчеркнуть ограниченное их распространение в геологическом прошлом.

Общие закономерности распространения различных генетических типов континентальных красноцветных отложений аридных зон приводят к выводу о том, что накопление этих отложений происходило на обширных равнинах, с одной стороны примыкавших к обрамляющим их горным сооружениям, с другой — переходивших в приморские побережья,

временами перекрываемые морскими водами. У горных сооружений накапливались мощные толщи пролювиальных отложений, а предгорные равнины плащеобразно перекрывались аллювиальными, озерными и дельтовыми отложениями, по латерали переходящими в сероцветные морские толщи.

В геологической истории Земли аридные красноцветные отложения известны с раннего протерозоя (уроканская серия), но в целом в докембрийские эпохи они не были широко распространены. Массовое развитие аридных красноцветов приходится на более поздние периоды фанерозоя и связано с появлением впервые, по-видимому, в кембрии терригенно-сульфатных ассоциаций красноцветных пород.

## ABSTRACT

The study of peculiarities of the structure, texture, composition and occurrence conditions of the red beds of the continental arid zones allows to establish, that their main genetic types belong to some proluvial-alluvial and lacustrine-lagoon formations. The general regularities of distribution of these formations lead to the conclusion, that the accumulation of the red beds occurred on the vast plains. The latter joined on the one side the mountain structures, which were framing this region, and on the other side turned into the littorals, which sometimes were covered with marine waters.

## ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А.Н. 1972. Домезазойские красноцветные формации. Новосибирск, "Наука".
- Вальтер И. 1911. Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время. Пер. с нем., СПб.
- Игнатьев В.И. 1963. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы, ч. II. "Фации, палеогеография". Казань, Изд-во Казанск. ун-та.
- Личков Б.Л. 1932. Геосинклинали и великие аллювиальные равнины. - Изв. АН СССР, № 7.
- Мазарович А.Н. 1927. Генезис и возраст пермских отложений бассейна р. Самарки. - Бюлл. МОИП, отд. геол., V (3-4).
- Попов В.И. 1954. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, т. I, II, III. Ташкент, Изд-во АН Узб.ССР.
- Пустовалов Л.В. 1937. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху. - Проблемы советской геологии, № 11.
- Рухин Л.Б. 1962. Основы общей палеогеографии. Л., Гостопиздат.
- Страхов Н.М. 1962. Закономерности состава и размещения аридных отложений. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР.
- Твенхофелл У.Х. 1936. Учение об образовании осадков. М.-Л., Изд. ОНТИ НКИП СССР.
- Nilsson T. H. 1967. Old Red sedimentation in the Solund district, Western Norway. - Internat. Sympos. on Devonian system. Calgary, Canada.
- Romer A. S. 1961. Palaeozoological evidence of climate. Vertebrates. Descriptive palaeoclimatology. New York - London.
- Van Houten F. B. 1961. Climatic significance of red beds. Descriptive palaeoclimatology. New York - London.
- Van Houten F. B. 1973. Origin of red beds. A Review - 1961-1962. - Annual. Rev. Earth and Planet. Sci., 1.

# ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В докладах советских геологов, представленных на XXV сессию Международного геологического конгресса по проблеме № 1, отражено современное состояние изученности докембрия и рассмотрены специальные проблемы данного направления научных исследований. Работы сгруппированы в два раздела: "Вопросы стратиграфии и геохронологии", "Тектоника, магматизм и метаморфизм раннего докембрия". В первом разделе, в статьях Б.М. Келлера, М.А. Семихатова, М.Е. Раабен, дана сводка по стратиграфии и геохронологии рифея, намечены перспективы детализации временных шкал на базе изучения строматолитов. Б.В. Тимофеев рассмотрел основные закономерности эволюции древнейших фитопланктонных организмов и доказал возможность построения биостратиграфических схем на этой основе. С.Б. Лобач-Жученко и ее сотрудники привели результаты новейших исследований древнейших пород, слагавших архейские зеленокаменные пояса Карелии. Е.М. Лазько и его соавторы обосновали выделение еозойского комплекса на территории СССР и рассмотрели особенности его вещественного состава. Н.П. Семененко с соавторами предприняли интересную попытку охарактеризовать состав земной коры в первом мегацикле развития Украинского щита.

В статьях А.Н. Казакова и В.В. Эза рассмотрены разные аспекты проблемы цикличности складчатости метаморфических комплексов раннего докембрия. Н.В. Горлов предложил любопытную, хотя и небесспорную гипотезу о гранит-зеленокаменных областях как о древних стабильных ядрах континентов. Дискуссионны и построения В.А. Глебовицкого о геотермическом состоянии земной коры в раннем докембрии, хотя сам подход к решению проблемы, безусловно, перспективен. Оригинальный материал по гранулитам архея Алданского щита содержится в статье В.И. Кишула и В.С. Шкодзинского. В.Н. Мошкин и И.Н. Дагелайская рассмотрели одну из самых актуальных проблем магматизма раннего докембрия. Предложенное ими решение нельзя признать универсальным. Однако высказанная авторами идея заслуживает самого пристального внимания. В статье И.Г. Клушина и И.И. Абрамовича доказывается, что особенности химического состава древнейших базальтоидов киватинского типа коррелируются с гравитационным потенциалом, что явилось основанием для связывания различия между щитами с большой ролью поднятия тяжелых, недифференцированных масс.

Предлагаемый вниманию читателей раздел содержит главным образом материалы оригинальных исследований последних лет.

В. М. КЕЛЛЕР, М. А. СЕМИХАТОВ

## СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ РИФЕЯ

### ВВЕДЕНИЕ

Хорошо известно, что наиболее отработанная стратиграфическая шкала фанерозоя строилась эталонным способом с выделением естественных подразделений, отвечающих определенным этапам развития земной коры и эволюции органического мира. Связать в единую стройную систему такие подразделения, выделенные в различных регионах, позволило применение палеонтологического метода, который при корреляции дает наиболее точные и надежные результаты. Корреляция проводилась на основе сравнения состава и последовательности комплексов органических остатков, приуроченных к определенным геологическим телам.

Иная методика применялась при построении большинства шкал общего расчленения в докембрии, где выделяемые местные стратиграфические подразделения (серии, свиты) обычно содержат крайне скудную информацию, позволяющую осуществлять корреляцию. Поэтому при конструировании таких шкал основное внимание уделяется выделению этапов усиленной тектоно-магматической активности, которые рассматриваются как естественные стратиграфические и геохронологические рубежи, фиксируемые большим количеством изотопных датировок магматических и метаморфических пород. Относительное обилие датировок, полученных по этим породам, позволяет проводить сравнение этапов тектоно-магматической активности в различных регионах. Осадочные и вулканогенные слоистые толщи являются при этом "пассивными заполнителями" пространства между этапами максимальной тектоно-магматической деятельности и не несут дополнительной информации при корреляции и расчленении.

Развитие знаний о строении, соотношениях и типоморфных особенностях состава слоистых комплексов, применение изотопных методов датирования, дающих представление о времени накопления слоистых комплексов, а в верхнем докембрии и использование биостратиграфического метода позволило приступить к построению стратиграфических шкал докембрия, основанных на тех же принципах, на которых строится стратиграфическая шкала фанерозоя. Именно такие шкалы наиболее жизненны из всех, предложенных за послед-

ние годы для докембрия. Поэтому вполне естествен рост популярности выводов о том, что на докембрий должны быть распространены "фанерозойские" принципы общего расчленения и корреляции, хотя относительная роль различных методов построения шкалы будет, несомненно, различной в разных отрезках стратиграфической колонки (Шатский, 1960; Келлер, 1964; 1973а; Семихатов, 1966, 1974; Crook, 1966; Harland, 1968; Rankama, 1970; Салоп, 1973; Hedberg, 1974, и др.).

Не касаясь здесь возможностей историко-геологического и радиологического методов в стратиграфии докембрия, недавно освещенных в ряде обобщающих работ, мы кратко остановимся на биостратиграфическом методе в верхнем докембрии (рифее).

Палеонтологический метод в докембрии опирается главным образом на фитолиты и — у кровли разреза — на отпечатки бесскелетных животных. Акритархи с успехом используются пока только для разработки местных и региональных схем самой верхней части докембрия и для отделения ее от кембрия, а другие группы ископаемых криптозооя ныне представляют лишь палеобиологический интерес.

Наиболее древние находки Metazoa и следов их жизнедеятельности относятся к среднему и верхнему рифею (см. библиографию в работе Б.М. Келлера и др., 1974а). Эти находки уникальны, и поэтому момент появления многоклеточных животных, вопреки высказывавшимся мнениям, нельзя использовать в стратиграфических целях. Большие надежды в этом отношении в настоящее время возлагаются на эдиакарский и сходные с ним комплексы бесскелетных животных (Glaessner, 1968; Соколов, 1971, 1974; Cloud, 1973, и др.), тяготеющие к верхней части терминального рифея.

Среди фитолитов наибольшую стратиграфическую ценность имеют строматолиты. В рифейских отложениях выделяются четыре комплекса определенных морфологических групп и форм этих образований, которые в одинаковой последовательности сменяют друг друга в разрезах Северной Евразии и с той или иной степенью полноты представлены в такой же последовательности в разновозрастных отложениях других континентов (Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, 1972; Крылов, 1972, 1975; Семихатов, 1974). Гомотаксальность этих комплексов и приуроченность каждого из них к слоям с определенным изотопным возрастом лежат в основе вывода об общем стратиграфическом значении рифейских строматолитов.

Смена возрастных ассоциаций строматолитов обычно вслед за В.П. Масловым ставится в связь с эволюцией сообществ образующих их водорослей и с направленным изменением общих условий осадконакопления на Земле. Вместе с тем несомненно влияние местных фациальных и экологических условий на морфологию и, следовательно (в рамках современной морфологической классификации), на систематический состав рифейских строматолитовых сообществ. Однако, согласно современным данным (Крылов, 1967, 1972, 1975; Серебряков и др., 1972; Serebryakov, Semikhatov, 1974; Серебряков, 1975), такое влияние не беспредельно и осуществляется в оп-

ределенных рамках, контролируемых, видимо, систематическим составом сообществ водорослей—строматолитообразователей. При этом пространственно выдержанные возрастные ассоциации строматолитов обнаруживают известную автономию по отношению к фациям. Эта автономия противоречит стремлению объяснить (Gebelein, 1974) сходную последовательность строматолитов в рифее Урала и Сибири смежной единых для Северной Евразии фаз развития одного палеобассейна.

## ВОПРОСЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И РАСЧЛЕНЕНИЯ РИФЕЯ

Выделяя рифей, Н. С. Шатский (1945, 1952, 1960 и др.) рассматривал его как отложения крупного естественного этапа развития земной коры, который последовал за окончанием карельской складчатости и завершился байкальской. В обособлении этого этапа Н. С. Шатский особое значение придавал сравнительно—тектоническому и формационному анализам, в частности выделению моласс, маркирующих завершение крупных тектонических циклов.

Развитие знаний по региональной геологии и геохронологии докембрия показало, что на всех континентах в областях завершённой раннепротерозойской складчатости (свекофенско—карельской, гудзонской, маюмбской, буларенидской) и в смежных зонах стабильных массивов того времени, вслед за кульминацией метаморфизма с возрастом около 1900 млн. лет, происходило накопление весьма показательных в формационном отношении толщ, которые приурочены к изометричным наложенным впадинам или линейным приразломным прогибам. Это песчано—конгломератовые, обычно красноцветные серии и тесно связанные с ними преимущественно кислые, существенно наземные вулканические и вулканно—плутонические ассоциации, отражающие заключительные стадии развития раннепротерозойских (афебийских) складчатых систем и рассматриваемые нами как позднеорогенный их комплекс (Келлер, 1973б; Семихатов, 1972, 1974). Ранее авторами было показано, что данный комплекс на всех континентах формировался в относительно узких возрастных рамках (от 1850±50 до 1700±50 млн. лет) и был в общем одновременным с главными этапами интрузивного магматизма и складчатости в наиболее поздних зонах раннепротерозойских подвижных поясов (поздние гудзониды, поздние свекофениды и их аналоги).

Наиболее яркими представителями афебийских позднеорогенных комплексов Северной Евразии являются субиотний Скандинавии, аkitканская серия Прибайкалья и улканско—уянские толщи Учуро—Майского района. Их соотношения с доказанным нижним рифеем наблюдаются только в последнем из названных районов. Здесь улканско—уянские толщи со структурным несогласием перекрываются типично платформенными осадками учурской серии.

Аналогичный по геологическому смыслу и возрасту рубеж прекрасно прослеживается на Канадском щите и в Австралии. Он разделяет отложения палеохеликия Канады и карпентария Австралии на два

комплекса: локально распространенный нижний, представленный позднеорогенными образованиями, и шире распространенный типично платформенный верхний (Семихатов, 1972, 1974; Келлер, 1973а,б). Данный рубеж разделяет два крупнейших этапа развития и в соответствии со взглядами Н.С. Шатского рассматривается как нижняя граница рифея. Его возраст оценивается в  $1650 \pm 50$  млн. лет.

Принципиальное значение для общего расчленения рифея имеют разрезы двух регионов СССР — Башкирского антиклинория Южного Урала и Учуро-Майского района Юго-Восточной Сибири. Первый из этих разрезов исторически был избран в качестве типового для выделения и расчленения рифея, а второй по полноте, богатству палеонтологической характеристики и ясности взаимоотношений с дорифейскими и нижнекембрийскими отложениями не имеет себе равных; он рассматривается ныне как парастрототип рифея, существенно дополняющий стратотип в части палеонтологической характеристики и обоснования границ.

Нижний рифей. Типом нижнего рифея традиционно считается бурзянская серия Урала (Келлер, 1952), залегающая несогласно на дорифейских кристаллических породах, имеющих методически надежные датировки не менее  $2000 \pm 100$  млн. лет ( $U-Pb$  метод по циркону, Тугаринов и др., 1970). В составе серии выделяются три свиты; айская вулканогенно-обломочная (до 2250 м), саткинская карбонатная (до 2400 м) и бакальская сланцево-карбонатная (до 1400 м). В двух верхних свитах встречаются строматолиты *Kussiella kussiensis* Kryl., *Conophyton cylindricum* Masl., *Gongylina differenciata* Kom. и др. Минимальный возрастной предел серии определяется тем, что саткинские доломиты прорваны бердяшскими гранитами, которые изохронным  $Rb-Sr$  методом датируются  $1560 \pm 30$  млн. лет, а  $U-Pb$  методом по циркону — 1550 млн. лет (Салоп, Мурина, 1970) или 1430 млн. лет (Тугаринов и др., 1970).

Приведенные относительно древние датировки бердяшских гранитов и полученные по  $Pb-Pb$  изохроне определения возраста саткинских доломитов ( $2650 \pm 400$  млн. лет, Салоп, 1973) возродили взгляды о соответствии данной серии ятулию. Этому противоречат результаты изучения строматолитов, показавших сходство ассоциации групп и форм (формальных родов и видов) бурзянской серии и нижнего рифея Сибири при четком отличии этой ассоциации от развитой в ятулии и других афейбийских отложениях. Вместе с тем хорошо известны примеры явного "удревления" возраста осадочных пород, вычисленного по  $Pb-Pb$  изохроне. Эти данные заставляют авторов принимать традиционную точку зрения об отнесении бурзянской серии к посткарельским образованиям.

Резко несогласно на бурзянской серии залегают обломочно-вулканогенная машакская свита (до 2200 м), приуроченная к узкой зоне, тяготеющей к сводовой части Башкирского антиклинория, и согласно перекрытая здесь юрматинской серией среднего рифея (Ротарь, 1974). Машакская свита, исходя из стратиграфического положения и наиболее древних  $K-Ar$  датировок сравнимых с ней обра-

зований, относилась обычно к среднему рифею, хотя некоторые исследователи подчеркивали ее формационное сходство с субиотнийскими и акитканскими толщами и склонялись к их корреляции. Мы условно помещаем эту свиту в верхнюю часть нижнего рифея, исходя из  $\alpha$ -Pb возраста ее цирконов (1500 млн. лет, данные А.А. Краснобаева) и соотношений с юрматинскими отложениями, и считаем ее заключительным членом раннерифейского этапа развития.

В парастратотипе рифея — в разрезе Учуро-Майского района — нижний рифей представлен учурской серией, отделенной структурным несогласием от улканско-уянского позднеафбийского комплекса. В составе серии выделяются гонамские существенно красноцветные песчаники и конгломераты (200–700 м) и омахтинские ритмично чередующиеся песчаники, алевролиты и доломиты (300–600 м). Последние заключают многочисленные желваковые и пластовые строматолиты (*Gongylina differentiata* Kom., *Nucleella figurata* Kom. и др.) и более редкие столбчатые формы (*Kussiella kussiensis* Kryl., *Omachtenia omachtensis* Nuzhn. и др.). Изотопный возраст серии по глаукониту в нижней части — 1500–1560 млн. лет, в средней — 1400 млн. лет.

Нижнерифейские отложения других районов Сибири по строматолитовой характеристике и по составу близки к учурской серии; развитые на Анабарском массиве мукунские песчаники (возраст по глаукониту 1550 — 1500 млн. лет) и котуйканские доломиты, содержащие *Kussiella kussiensis* Kryl., *Gongylina differentiata* Kom., *Nucleella figurata* Kom., *Conophyton gargaricum* Kor. и другие строматолиты, предлагались в качестве типа нижнего рифея (анабария) в Сибири (Семихатов, 1974). Возраст верхней границы нижнего рифея может быть оценен в 1400±50 млн. лет.

Средний и верхний рифей. Разграничение этих подразделений различными исследователями (в том числе и авторами данной статьи) проводится несколько различно. Типом среднего рифея обычно считается юрматинская серия Урала. В присводовой части Башкирского антиклинория она согласно располагается на машакской свите, а в смежных зонах несогласно лежит на бурзянских отложениях. Нижние ее свиты — зигальгинская и зигазино-комаровская — слагаются терригенными породами (до 3000 м), а верхняя свита — авзянская — имеет сланцеве-карбонатный состав (до 1800 м). В ней содержатся строматолиты *Baicalia baicalica* (Masl.), *Conophyton metula* Kir., *Con. cylindricum* Masl., *Jacutophyton ramosum* Schap. и др. Глауконит из верхней части авзянской свиты датируется 1260 млн. лет, а свинцово-изотопный возраст фосфатных конкреций в зигальгинской свите — 1430 млн. лет ("Геохронология СССР", 1973). К несогласию, разделяющему юрматинскую и вышележащую каратавскую серию и их аналоги, в Волго-Уральской области приурочены габбро-диабазы с K-Ar возрастом 1010–1190 млн. лет (Гаррис, Постников, 1970).

В Сибири движения с возрастом около 1100 млн. лет проявились очень слабо. В наиболее полных разрезах Учуро-Майского парастратотипического района (в Юдомо-Майском прогибе) несогласно

на нижнем рифе и на дорифейских породах залегает мощный терригенно-карбонатный комплекс, состоящий из трех разделенных размывами серий: аймчанской, керпыльской и лахандинской (Комар и др., 1970; Семихатов, 1974; Серебряков, 1975). Каждая из них начинается терригенными, а заканчивается карбонатными, существенно строматолитовыми породами, причем относительная роль и грубость терригенных толщ сокращается вверх по разрезу, отражая общий трансгрессивный характер рассматриваемых отложений. Это же подчеркивается тем, что в пределах Учуро-Майской плиты керпыльская серия переходит с аймчанских на кристаллические образования архея.

Аймчанская серия начинается песчано-сланцевой тальнской свитой (120-1000 м), в средней части датированной по глаукониту 1250-1270 млн. лет, а заканчивается существенно доломитовой светлинской (200-1200 м), заключающей одноименную ассоциацию строматолитов: *Baicalia baicalica* (Masl.), *B. sp.*, *Svetliella svetlica* Schap., *Colonnella kylachii* Schap., *Conophyton garganicum* Kor., *Jacutophyton*, *Kussiella kussiensis* Kryl. и др. Керпыльская серия начинается тоттинскими песчаниками и сланцами (600-900 м), которые в нижней части ("эннинская" свита) заключают глауконит с возрастом 1200-1100 млн. лет, а в верхней (омнинская свита) - 1100-1050 млн. лет ("Геохронология СССР", 1973). Выше следуют пестроцветные глинистые известняки малгинской свиты (50-440 м), содержащие пластовые строматолиты *Malginella malgica* Kom. et Semikh. и столбчатые *Appia topicalis* Schap., а в кровле серии залегают массивные доломиты ципандинской свиты (200-400 м), заключающие *Parmites aimicus* (Nuzhn), *Baicalia sp.*, *Minjaria sakharica* Kom., *Colonnella ulacia* Kom. и другие строматолиты (Комар и др., 1973). Вышеележащая лахандинская серия, сложенная чередованием пачек доломитов, известняков и аргиллитов, в нижней своей части (нерюенская свита) содержит массовые *Baicalia lacera* Semikh., *B. ingilensis* Nuzhn., *Conophyton cylindricum* Masl., *Con. metula* Kir., *Con. lituum* Masl., *Jacutophyton ramosum* Schap., *Jac. multiforme* Schap. и другие формы, составляющие лахандинскую ассоциацию таксонов (Крылов и др., 1968; Крылов, Шаповалова, 1970; Комар и др., 1970, 1973). В.В. Хоментовский с соавторами (1972) отсюда же указывают *Gymnosolen ramsayi* Steinm и *Inzeria tjomusi* Kryl. Глауконит из нерюенских пород датируется 950-1000 млн. лет, из вышеележащей игниканской свиты - 890 млн. лет. В этой свите на смену лахандинской ассоциации строматолитов приходит катавская их ассоциация, включающая *In. tjomusi* Kryl., *In. confragosa* (Semikh.), *Jurusania cylindrica* Kryl., *Baicalia maica* Nuzhn.

Ряд исследователей сменой этих двух строматолитовых ассоциаций определяет границу среднего и верхнего рифея и в соответствии с этим проводит ее в рассматриваемом разрезе у основания игниканской свиты (Крылов и др., 1968; Крылов, Шаповалова, 1970; Комар и др., 1970, 1973; Крылов, 1972, 1975; Семихатов, 1973, 1974; Раабен, 1975; Серебряков, 1975; и др.). В то же время

другие исследователи, опираясь на первое появление гимнозоленов и миньярий и на корреляции с Уралом, помещают данную границу в Учуро-Майском разрезе ниже, в основание лахандинских, в середину или в основание керпыльских толщ (Хоментовский и др., 1972; Келлер, 1973а; Комар, 1973, и др.).

Точные палеонтологические и радиологические данные, допускающие уверенную детальную корреляцию рассматриваемых горизонтов уральского и учуро-майского разрезов, ныне отсутствуют. Однако обращает на себя внимание, что нерюенские и верхняя часть керпыльских отложений, с одной стороны, и зильмердакская свита каратавской серии Урала — с другой, занимают сходное стратиграфическое положение. Обе толщи предваряются изотопными датировками  $1100 \pm 50$  млн. лет и согласно перекрываются слоями с катавскими строматолитами и с глауконитовыми датировками около 900–950 млн. лет (соответственно игниканская и катавская свиты).

Вопрос о точных аналогах зильмердакской свиты в Сибири имеет принципиальное значение для уточнения положения границы среднего и верхнего рифея, так как эта свита является первым членом каратавской серии, впервые выдвинутой в качестве типа верхнего рифея на стадии его историко-геологического обоснования (Келлер, 1952). В настоящее время обсуждаются два варианта в проведении этой границы: 1) по смене соответствующих комплексов строматолитов, происходящей в основании игниканской свиты и ее аналогов, что примерно отвечает дате  $950 \pm 50$  млн. лет; 2) в соответствии с приоритетом и некоторыми биостратиграфическими данными — в основании зильмердакской свиты (около  $1100 \pm 50$  млн. лет). В Сибири этому уровню примерно отвечает либо основание лахандинской серии ("Геохронология СССР", 1973; Семихатов, 1973, 1974), либо более низкие поверхности в керпыльской серии (Хоментовский и др., 1972; Келлер, 1973а; Комар, 1973). Если принять первый вариант, то границу среднего и верхнего рифея на Урале придется несколько повысить по сравнению с традиционным ее положением. Если остановиться на втором варианте, то данная граница во многих разрезах будет совпадать с несогласием, обусловленным событиями гренвилльского возраста.

Наиболее полно верхний рифей СССР представлен в разрезе каратавской серии Урала. Открывающая ее разрез зильмердакская свита (до 2200 м) отделяется несогласием от нижележащих пород и имеет сложное строение. Она охватывает один полный осадочный ритм (бирьянские аркозовые песчаники и нугушские алевролиты и сланцы с пачкой доломитов в кровле) и базальную терригенную часть вышележащего ритма (лемезинские песчаники и бедерышинские алевролиты и сланцы). Карбонатному члену этого ритма отвечают катавские пестрые глинистые известняки (200–500 м) с *Inzeria tjomusi* Kryl., *Jurusania cylindrica* Kryl., *Malginella malgica* Kom. et Semikh. и светлые подинзерские (симские) доломиты (100–200 м) с *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Katavia karatavica* Kryl. и другими строматолитами. Выше следуют инзерские глауконитовые песчаники (200–700 м) и минь-

ярские доломиты (400–550 м), содержащие строматолиты *Minjaria uralica* Kryl., *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Parmites conerescens* Raab., *Inzeria dzejimi* Raab. и др. Глауконит из симской свиты имеет возраст 965, из инзерской – 800–920, из миньярской – 670–810 млн. лет. Вышележащие отложения укской свиты, завершающие разрез каратавской серии, по набору органических остатков и изотопному возрасту относятся уже к терминальному рифею.

В Учуро–Майском разрезе рассматриваемая часть верхнего рифея имеет двучленное строение и включает карбонатную игниканскую свиту лахандинской серии (до 330 м) и согласно налегающую терригенную уйскую серию (до 2000 м). Первое из этих подразделений содержит *Inzeria tjomusi* Kryl., *In. confragosa* (Semikh.), *Jurusania cylindrica* Kryl., а второе – единичное *Tinnia patomica* Dol. Глауконит из нижней части игниканской толщи имеет возраст 890 млн. лет, из нижней части уйской – 720 млн. лет. Минимальный возрастной предел этих отложений может оцениваться в 680–700 млн. лет на основании показавших большой разброс  $K-Ar$  и  $U-Pb$  датировок прорывающих их интрузий центрального типа.

Двучленное деление отложений верхнего рифея прослеживается в большинстве районов Сибири. Нижняя, существенно карбонатная их толща отражает заключительные фазы трансгрессии, начавшейся в среднем рифее, а верхняя, преимущественно песчано-сланцевая толща накапливалась в условиях резкой регрессии и на обширной территории отсутствует; на Енисейском крае ей предшествуют структурное несогласие и гранитоиды с изохронным  $U-Pb$  возрастом  $850 \pm 50$  млн. лет. На Урале, как мы видели, упомянутая регрессия не проявилась.

В сложно построенных толщах пород среднего – верхнего рифея многие исследователи пытались выделить более дробные стратиграфические подразделения, имеющие региональное или межрегиональное значение. Обобщая эти предложения, авторы считают возможным группировать намеченные ранее подразделения среднего и верхнего рифея следующим образом.

1. Юрматинские отложения Урала и их аналоги (аимчанская и низы керпыльской серии Сибири), заключающие такие строматолиты, как *Baicalia baicalica*, *Conophyton cylindricum*, *Con. garganicum*, *Con. metula*, *Jacutophyton ramosum*, *Svetliella svetlica*, *Colonnella kylachii* и другие, единодушно относимые к среднему рифею.

2. Отложения, пока не имеющие общего названия, охватывающие верхнюю часть керпыльской серии и нерюенскую свиту лахандинской серии Сибири; возможным аналогом той или иной их части является зильмердакская свита Урала. В Сибири эти отложения представлены главным образом карбонатными толщами и наряду с массовыми байкалиями, конофитонами и якутофитонами содержат редких миньярий, гимнозолетов и инзерий. Одни авторы относят эти отложения к среднему, а другие – к верхнему рифею.

3. Табынские отложения, отвечающие катавско–миньярским толщам Урала и игниканско–уйским в Сибири. В них существенно меняется состав строматолитового комплекса, и на первое место в нем

выходят представители таких групп, как *Gymnosolen*, *Minjaria*, *Inzeria*, *Jurusania*, наряду с которыми появляются первые *Boxonia* и некоторые другие, получающие массовое развитие в вышележащих толщах. Позднерифейский возраст этих отложений ни у кого не вызывает сомнений.

Каждое из этих подразделений в региональном масштабе по составу фитолитов расчленяется на две-три подчиненные единицы. Прослеживание таких единиц по всем опорным разрезам рифея СССР будет способствовать уточнению объемов перечисленных подразделений, так как не исключено, что в настоящее время относимые к ним в Сибири и на Урале слои в своих пограничных горизонтах частично перекрывают друг друга.

Терминальный рифей. Терминальный рифей (юдомий, вендомий) выделяется главным образом на основании палеонтологических данных. Ведущее значение при этом имеет смена строматолитовых комплексов: исчезновение верхнерифейских *Gymnosolen*, *Inzeria*, *Minjaria*, появление ряда новых групп (*Linella*, *Colleniella*) и полная смена состава форм в проходящих группах (*Boxonia*, *Conophyton*, *Jurusania*, *Poludia* и др.). В Сибири эта граница имеет четкое историко-геологическое обоснование (Семихатов и др., 1970; Хоментовский и др., 1972). Появлению новой ассоциации микрофитолитов, составляющих так называемый IV комплекс З.А. Журавлевой, в обособлении терминального рифея ранее придавалось решающее значение. Полученные в последнее время данные заставляют допускать, что граница этого комплекса, включающего до 40 форм амбиголаммелат, везикуляритов, вермикулитов, вольвателл и других, видимо, является скользящей. Достаточно представительные наборы микрофитолитов IV комплекса были встречены в тех отложениях, которые по изотопным данным и (или) по корреляции и составу строматолитов относятся к доюдомским образованиям и иногда содержат представителей более древних сообществ микрофитолитов (Келлер и др., 1974а; Хоментовский, 1974). Важным маркирующим уровнем внутри терминального рифея Европы, Шпицбергена и Гренландии является ледниковый горизонт, названный Н.М. Чумаковым (1971) лапландским. В Сибири этот горизонт не протягивается.

Нижняя граница терминального рифея, согласно решению совещания в Уфе (1967 г.), обычно датируется 680±20 млн. лет, хотя в свете современных данных эта датировка, по всей вероятности, должна быть несколько увеличена.

На Урале отложения терминального рифея предвараются небольшим размывом и подразделяются на две части: 1) венчающие разрез каратавской серии доломиты с *Linella ukka* Kryl., *L. simica* Kryl., *Tungussia bassa* Kryl. и IV комплексом микрофитолитов (укская свита, до 250 м) и вышележащая терригенная бакеевская свита (300 м); 2) ашинская серия (до 1700 м), отделенная снизу несогласием и разделяющаяся на четыре свиты; в нижней своей части она заключает широко известные тиллоиды Кривой Луки (Келлер, 1973 а, в; Козлов, 1973), входящие в состав лапландского горизонта. Глауконит из нижней части укских отложений имеет возраст 640-

670 млн.лет, из бакеевских – 620–625 млн.лет, из нижней части ашинских – 590 и 570 млн.лет.

Известным недостатком уральского разреза терминального рифея, который принимается за тип вендомия (Келлер, 1973в; Келлер и др., 1974а), является отсутствие вверху древнейших слоев кембрия. Высказывавшиеся предположения о соответствии двух верхних свит ашинской серии балтийским слоям Русской платформы (Хоментовский, 1974; Келлер и др., 1975) пока не получили палеонтологического обоснования. Однако глубокое бурение на Русской платформе дало возможность протянуть маркирующие пласты и пачки и показать, что ашинская серия или по крайней мере нижняя ее часть соответствует вольно-валдайским отложениям или венду. В последнее время в валдайской серии Архангельской обл. (Онежский полуостров) найдены *Pteridinium cf. simplex*, гидромедузы, следы жизнедеятельности червей и другие представители так называемой эдиакарской фауны (Келлер и др., 1974б). Известны они и в ряде других разрезов валдайских отложений (Соколов, 1972, 1974).

В парастратотипе рифея к терминальному рифею относится преимущественно карбонатная юдомская свита, которая также претендует на роль типа данного подразделения (Семихатов и др., 1970). В разрезах Учуро-Майской плиты она залегает трансгрессивно на всех более древних образованиях начиная от упоминавшихся выше интрузий центрального типа (возраст около 700 млн.лет) и до архея, а в наиболее глубоких частях Юдомо-Майского прогиба пластунит из средней и верхней частей нижнеюдомских отложений имеет возраст 650–620 млн. лет, из верхнеюдомских – 580 млн. лет. Помимо микрофитолитов IV комплекса, в юдомской свите присутствуют строматолиты *Voxonia grumulosa* Kom., *V. allahjunica* Kom. et Semikh., *Jurysania sibirica* (Jak.), *J. tumuldurica* Kryl., *Linella simica* Kryl., *Coleniella singularis* и другие, а также – только в верхней подсвите – бесскелетные Metazoa, среди которых Б.С. Соколов (1972) указывает *Rangea sibirica*, *Cyclomedusa*, *Paleolina evenkiana* и другие сабеллидитиды. Появление у кровли свиты *Anabarites trisulcatus* Miss. [иногда, по Хоментовскому (1974), в сопровождении *Hyolithellus* sp. и *Protohertzinia ungulata* Miss.] позволяет верхнюю часть верхнеюдомских отложений сопоставлять с немакит-далдыньским горизонтом севера Сибири, а также с иркутским горизонтом Присяянья (Семихатов и др., 1970; Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1974), в котором найдены сабеллидитиды и остатки *Pteridinium* (Соколов, 1972). Если все эти сравнения верны, то венд Русской платформы соответствует только верхней части терминального рифея (юдомия, вендомия) (Келлер и др., 1974а).

Объем данной статьи не позволяет нам привести все аргументы в пользу того, что самое молодое подразделение докембрия следует рассматривать в составе рифея в качестве терминального его члена (Келлер, Семихатов, 1968, с. 23–25; Келлер и др., 1974а, с. 104–105; Семихатов, 1974, с. 263–264). Отметим только, что дока-

занное появление Metazoa в среднем рифее и отсутствие прямых генетических связей между эдиакарской и кембрийской фаунами сильно уменьшает убедительность главных аргументов сторонников палеозойского и (или) фанерозойского возраста данного подразделения.

Рассмотренная стратиграфическая шкала, соответственно которой рифейская протоэратема подразделяется на четыре палеонтологически обоснованные части (протосистемы, или фитемы), получила широкое распространение в нашей стране и начинает использоваться за рубежом. Нет сомнения, что отдельные части этой шкалы нуждаются в доработке, однако уже сейчас она обеспечивает общее расчленение и телекорреляцию рифейских отложений всей Северной Евразии. Сравнение этой шкалы со шкалами расчленения верхнего докембрия Австралии, Канады и США (Келлер, 1973а; Семихатов, 1973) показало, что, несмотря на общую несогласованность положения границ в этих шкалах, современный уровень знаний позволяет наметить в опорных разрезах верхнего докембрия Северной Евразии, Северной Америки и Австралии ряд стратиграфических рубежей различного значения, каждый из которых сохраняет адекватное выражение и относительную геологическую изохронность на названных материках.

Следовательно, уже сейчас существует возможность унификации расчленения верхнего докембрия большинства континентов и создания на этой основе единой стратиграфической шкалы отложений данного возраста. Учитывая, что четырехчленная шкала рифея является одной из наиболее дробных, предлагавшихся для этой части разреза, и что она опирается на палеонтологические данные, видимо, именно она должна явиться основой такой унификации и послужить моделью для разработки планетарной стратиграфической шкалы рифея.

## ABSTRACT

The Riphean of North Eurasia is subdivided into four paleontologically substantiated time-stratigraphic units (protosystems or phytoms): Lower, Middle, Upper and Terminal Riphean. These subdivisions have been established in accordance with the principles of subdivision of the Phanerozoic. Assemblages of stromatolites serve the principal paleontological grounds for the Riphean stratigraphic units.

Different concepts on substantiation of the Middle-Upper Riphean boundary and on correlation of Siberian and Uralian sections resulted in two ways of interpretation of stratigraphic belonging (Middle or Upper Riphean) of the complex of deposits aged  $1100 \pm 50 - 950 \pm 50$  mln years. Peculiarities of the paleontological characteristics of these deposits embracing the upper part of the Kerpyl, lower part of the Lakhlanda group of Siberia, Zilmerdak suite of the Urals and their analogues, are dependent on the appearance of the first rather rare representatives of the Upper Riphean groups among predominant Middle Riphean taxons of stromatolites.

The Lower Riphean is adopted in the time-range of  $1650 \pm 50 - 1400 \pm$  mln years; the officially accepted dating of the Upper-Terminal Riphean boundary ( $680 \pm 20$  mln years) should be slightly increased.

The present state of knowledge of stratigraphy, geochronology and paleontology enables us to outline in the key sections of the Upper Precambrian of North Eurasia, North America and Australia several stratigraphic breaks of different meanings each of them retaining an adequate pattern and relative isochroneity on various continents. This opens up the possibility for unification of the stratigraphic scales of the Upper Precambrian and compilation of a global scale on this basis.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гаррис М.А., Постников Д.В. 1970. Геохронологические рубежи позднего докембрия. — Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций АН СССР. М., "Наука".
- Геохронология СССР. Т. I. 1973. Докембрий. Л., "Недра".
- Келлер Б.М. 1952. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. — Труды ГИН АН СССР, серия геол., т. 109, № 37.
- Келлер Б.М. 1964. Рифейская группа. — В сб. "Геология докембрия. Международный геол. конгр. XXII сессия, докл. сов. геологов", проблема 10. М., "Недра".
- Келлер Б.М. 1973а. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия. — Сов. геология, № 6.
- Келлер Б.М. 1973б. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. — Итоги науки и техники, серия "Общая геология", т. 5, М., Изд. ВИНТИ.
- Келлер Б.М. 1973в. Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий). — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Келлер Б.М., Аксенов Е.М., Королев В.Г. и др. 1974а. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. — Итоги науки и техники, серия "Стратиграфия и палеонтология", т. 5, М., Изд. ВИНТИ.
- Келлер Б.М., Крылов И.Н., Розанов А.Ю. 1975. О границе докембрия и кембрия на Урале. — Сов. геология, № 10.
- Келлер Б.М., Меннер В.В., Степанов В.А., Чумаков Н.М. 1974б. Новые находки Metazoa в вендомии Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А. 1968. Опорные разрезы рифея материков. — Итоги науки, серия "Стратиграфия. Палеонтология". М., Изд. ВИНТИ.
- Козлов В.И. 1973. К вопросу о строении уских и ашинских отложений верхнего протерозоя Южного Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Комар В.А. 1973. Новые данные о корреляции рифейских отложений Южного Урала и Сибири. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Комар В.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н. 1973. Характер распределения формальных видов строматолитов в рифее Учуро-Майского района. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Комар В.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н., Воронов Б.Г. 1970. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея Юго-Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. — Сов. геология, № 3.
- Крылов И.Н. 1967. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. — Труды ГИН АН СССР, вып. 171.
- Крылов И.Н. 1972. Строматолиты (их природа, классификация и использование для стратиграфии докембрия). — Итоги науки и техники, серия "Стратиграфия. Палеонтология", т. 3, М., Изд. ВИНТИ.

- Крылов И.Н. 1975. Строматолиты рифей и фанерозоя СССР. – Труды ГИН АН СССР, вып. 274.
- Крылов И.Н., Нужнов С.В., Шаповалова И.Г. 1968. О строматолитовых комплексах среднего рифея. – Докл. АН СССР, т. 181, № 2.
- Крылов И.Н., Шаповалова И.Г. 1970. О распространении строматолитов катавского комплекса в рифейских отложениях Урала и Сибири. – В кн. "Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы". Якутск.
- Раабен М.Е. 1975. Верхний рифей как подразделение общей шкалы докембрия. – Труды ГИН АН СССР, вып. 273.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. 1972. Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты). – Труды ГИН АН СССР, вып. 217.
- Ротарь А.Ф. 1974. Машакская свита (рифей) на Южном Урале. – Сов. геология, № 4.
- Салоп Л.И. 1973. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра".
- Салоп Л.И., Мурина Г.А. 1970. Возраст Бердяшского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея. – Сов. геология, № 6.
- Семихатов М.А. 1966. К проблеме общей стратиграфической схемы докембрия. – Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Семихатов М.А. 1972. К построению общей стратиграфической шкалы докембрия. – В кн.: "Геология докембрия. Междунар. геол. конгр., XXIV сессия, докл. сов. геологов", проблема 1. Л., "Наука".
- Семихатов М.А. 1973. Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: состояние и перспективы. – Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Семихатов М.А. 1974. Стратиграфия и геохронология протерозоя. – Труды ГИН АН СССР, вып. 256.
- Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н. 1970. Юдомский комплекс стратотипической местности. – Труды ГИН АН СССР, вып. 210.
- Серебряков С.Н. 1975. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. – Труды ГИН АН СССР, вып. 200.
- Серебряков С.Н., Комар В.А., Семихатов М.А. 1972. Зависимость морфологии рифейских строматолитов от условий их образования. – Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Соколов Б.С. 1968. Стратиграфические границы нижнепалеозойских систем. – В сб. "Стратиграфия нижнего палеозоя Центр. Европы". М., "Наука".
- Соколов Б.С. 1972. Вендский этап в истории Земли. – В сб. "Палеонтология". М., "Наука".
- Соколов Б.С. 1974. Проблемы границы докембрия и кембрия. – Геология и геофизика, № 2.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А. 1970. Геохронология уральского докембрия. – Геохимия, № 4.
- Хоментовский В.В. 1974. Принципы выделения венда как системы палеозоя. – В сб. "Этюды по стратиграфии". М., "Наука".
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Вутаков Е.П. 1972. Спорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. – Труды Ин-та геологии и геофизики, вып. 141.
- Чумаков Н.М. 1971. Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики (верхний докембрий). – Докл. АН СССР, т. 198, № 2.
- Шатский Н.С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской области и смежной части западного склона Южного Урала. – Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 2 (12).
- Шатский Н.С. 1952. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

- Шатский Н.С. 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и об объеме рифейской группы. – В кн. "Стратиграфия позднего докембрия и кембрия". М., Изд-во АН СССР.
- Cloud P.E. 1973. Possible stratotype sequences for the basal Paleozoic in North America. – Amer. J. Sci., v.273, N 1.
- Cloud P.E., Semikhatov M.A. 1969. Proterozoic stromatolite zonation. – Amer. J. Sci., v.267, N 9.
- Crook K.A.W. 1966. Principles of Precambrian time–stratigraphy. – J. Geol. Soc. Australia, v.13, pt 1.
- Gebelein C.D. 1974. Biologic control of stromatolite microstructure: implications for Precambrian time stratigraphy. – Amer. J. Sci., v.274, N 6.
- Glaessner M.F. 1968. Biological events and the Precambrian time scale. – Canad. J. Earth Sci., v. 5, N 3, pt 2.
- Harland W.B. 1968. On the principles of a Late Pre–Cambrian stratigraphical standart scale. – Internat. Geol. Congr., XXII sess., Geol. Precambrian, Prague.
- Hedberg H.D. 1974. Basis for chronostratigraphic classification of the Precambrian. – Precambrian Res., v.1, N 1.
- Rankama K. 1970. Global Precambrian stratigraphy: background and principles. – Scientia, v.105, N 7–8.
- Serebryakov S.N., Semikhatov M.A. 1974. Riphean and Recent stromatolites: a comparison. – Amer. J. Sci., v.274, N 6.
- Walter M.R. 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. – Spec. Papers in Paleontol., N 11.

М. Е. РААБЕН

### **ПЕРСПЕКТИВЫ ДЕТАЛИЗАЦИИ БИОСТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ**

В настоящее время ни у кого не вызывает сомнения существование в верхнем докембрии организмов, принадлежавших как к животному, так и к растительному царствам. Первые представлены в его отложениях отпечатками бесскелетных Metazoa, вторые – кутиновыми оболочками акритарх, с одной стороны, и так называемой карбонатной водорослевой проблематикой – строматолитами и онколитами – с другой. Каждую из этих групп органических остатков пытались с большим или меньшим успехом использовать в биостратиграфических целях для расчленения и корреляции отложений докембрия. Хотя эти две задачи и не идентичны, в стратиграфии они теснейшим образом связаны между собой: корреляция немыслима без предшествующего расчленения, расчленение же практически теряет смысл, если не открывает возможности для последующей корреляции.

Metazoa после пересмотра старых данных об их находках в различных сериях докембрия некоторое время считались свойственными лишь отложениям позднейшего докембрия, для которого по ним недавно намечена схема зонального расчленения (Соколов, 1974). Присутствие этих высокоразвитых организмов в слоях, более древ-

них, чем венд, стало достоверным лишь недавно, и схем общего деления верхнего докембрия на этой основе нет.

Акритархи ранее других групп вводились в решение общих биостратиграфических проблем докембрия. Однако пока они дают надежные результаты по существу лишь начиная от слоев, пограничных с кембрием. Возможности их использования в стратиграфии более древних отложений до сих пор еще не вполне определены.

Пока наиболее прочной основой биостратиграфии верхнего докембрия является водорослевая проблематика. На основе строматолитов была разработана первая биостратиграфическая шкала рифея с тремя крупнейшими подразделениями (Келлер и др., 1960; Комар и др., 1964). Микрофитоциты дали дополнительное обоснование этой шкалы и позволили вычленивать на биостратиграфической основе венд в широком смысле (Соколов, 1964), называемый также юдомием, терминальным рифеем или вендомием (Келлер, 1973, и др.). Если нижний, средний и верхний рифей отвечают по рангу и во всяком случае по продолжительности интервалам шкалы, столь же большим, как палеозойская группа, то венд в названном объеме близок к системе. Выделение подразделений близкого ранга намечается и в более древней части верхнего рифея, а также, по-видимому, и в среднем рифее (Раабен, 1967, 1975; Крылов, Шаповалова, 1970; Раабен, Забродин, 1972). Предложена схема трехчленного деления венда (юдомия) по микрофитоцитам (Журавлева и др., 1969) и двучленного — по строматолитам (Семихатов и др., 1970).

Всеобщее признание строматолиты получили пока лишь в биостратиграфии крупнейших подразделений верхнего докембрия.

Перспективы использования той или иной группы для целей более дробной стратиграфии верхнего докембрия оцениваются различно, а самая оценка часто опирается не на конкретные результаты уже проведенных исследований, а на общие теоретические посылки. Так, возможности использования строматолитов и микрофитоцитов многие исследователи оценивают очень невысоко: трех- или четырехчленное деление верхнего докембрия нередко считается пределом, которого можно достичь применением этих групп (Хоментовский и др., 1972; Соколов, 1974). Пессимизм этих оценок аргументируется низкой организацией водорослей — строматолито- или онколитообразователей, их медленной эволюцией, высокой степенью зависимости признаков форм водорослевой проблематики от экологических условий.

Каждому из этих аргументов можно противопоставить контраргумент в том же общетеоретическом плане. Так, весь опыт биостратиграфических исследований в отложениях фанерозоя показывает, что низкая организация не помешала ряду групп животного царства стать наилучшей основой региональных шкал на многих интервалах стратиграфической колонки. Показательны в этом отношении планктонные фораминиферы, радиолярии и другие простейшие, которые оказались в ряде случаев более подходящими для целей детальной стратиграфии, чем более высокоорганизованные группы.

Темпы эволюции тех или иных групп, по-видимому, находятся вне прямой связи с общим уровнем их организации. По крайней мере, данные бактериологии говорят о чрезвычайно быстрых ее темпах у ряда весьма примитивных организмов. Для каждой конкретной группы они могут быть установлены лишь на основе фактических данных, которых пока в отношении водорослей-строматолитообразователей явно недостаточно. Что касается степени зависимости признаков строматолитов и онколитов от экологических условий, то взгляды различных исследователей здесь настолько противоречивы, что можно с равным основанием говорить как о резком преобладании экологических модификаций над возрастными, так и об обратных соотношениях этих факторов. Решение этого вопроса также возможно лишь на основании изучения эмпирических закономерностей распределения форм во времени.

В полемике нередко используется крылатая фраза, гласящая, что строматолиты в сущности представляют собой не настоящие ископаемые организмы, а следы их жизнедеятельности. Однако настоящими ископаемыми считают любые остатки или отпечатки организмов, сохранившие следы своего первоначального строения. В равной мере ими могут считаться и строматолиты, постольку, поскольку их макро- и микроструктуры отражают биологические особенности водорослей-строматолитообразователей, а не литологию или минералогию слагающего их карбоната; в их постройках отчасти сохраняется форма фоссилизированных колоний, скоплений или серий таких колоний; механизм образования карбоната и наличие или отсутствие в них органического вещества не могут играть существенной роли в данном вопросе.

Крайне искусственным кажется поэтому определение "следы жизнедеятельности" в применении к строматолитам: оно неверно по существу, а терминологически сближает строматолиты с такими образованиями, как следы ползания и т.п. Кстати сказать, и такие образования могут находить свое применение в стратиграфии в том случае, если несут достаточную информацию о систематической принадлежности и времени существования соответствующих организмов. С этих позиций неправомочным представляется самое подразделение ископаемых остатков или отпечатков на "настоящие" и "ненастоящие". Представляется, что рационально говорить лишь о большей или меньшей их стратиграфичности. Стратиграфичность тех или иных организмов зависит прежде всего от их способности давать неповторимые во времени модификации признаков, притом таких, которые сохраняются в ископаемом состоянии. Вторым критерием служит их частая встречаемость и диапазон пространственного распространения. Решение вопроса о том, насколько стратиграфичны строматолиты, возможно лишь на основе эмпирических данных о распределении определенных таксонов и их взаимоотношениях как в стратиграфических разрезах, так и на площади.

Возможности использования строматолитов для решения более точных задач стратиграфии верхнего докембрия еще не очерчены

достаточно резко, однако определенные данные в этом отношении уже имеются. Они основаны на анализе послойного распределения строматолитов в представительных разрезах, где последовательность слоев не вызывает сомнения и определяется однозначно. Такие исследования проводились и проводятся в европейской части СССР, в различных районах Сибири, а также в некоторых регионах за рубежом (Bertrand-Sarfati, 1972). Особенно благоприятен для изучения закономерностей временного и пространственного распределения строматолитов верхний рифей восточного и северо-восточного обрамления Русской платформы. Здесь широко распространены именно те его горизонты, которые отвечают времени наиболее пышного расцвета разнообразных ветвящихся форм; именно здесь они представлены преимущественно карбонатными, зачастую строматолитовыми формациями. Кроме того, они включают богатые комплексы микрофитолитов и нередко содержат сингенетичный глауконит, что обеспечивает возможность дополнительного биостратиграфического контроля, с одной стороны, и радиометрического — с другой.

На приведенной таблице показано взаимоотношение различных формальных видов строматолитов в разрезе верхнего рифея Урало-Тиманской обл. Здесь и далее речь идет о формальных видах или формах, выделенных по микроструктуре слоев в рамках формальных родов, установленных по комплексу морфологических признаков (см. "Решение коллоквиума по строматолитам" 1970 г.).

В каждом отдельно взятом районе большая часть формальных видов располагается в строго определенной последовательности: формы не повторяются в разрезе. Необходимо подчеркнуть, что эта закономерность распространяется только на формы с четкой микроструктурой, позволяющей уверенно определять их видовую принадлежность. Наибольшее число таких форм приходится на районы Поллодова края, где полнота разреза сочетается с хорошей сохранностью как макро-, так и микроструктуры.

Здесь различается ряд строматолитовых горизонтов, каждый из которых охарактеризован одной, реже — двумя формами столбчатых строматолитов. Совместное нахождение в едином пласте достоверно устанавливается для *Conophyton miloradoviči* Raab. и *Rumulus sociabilis* Raab. На двух различных уровнях встречаются постройки, отвечающие диагнозу *Minjaria uralica* Kryl. Формы нижнего и верхнего уровней при хорошей сохранности, однако, четко отличаются одна от другой по особенностям микроструктуры. Они разнятся и по деталям морфологии.

Строматолиты одного вида или ассоциации двух форм могут слагать единичные пласты, пачки налегающих друг на друга без промежутка или разделенных нестроматолитовой породой пластов, отдельные линзы, цепочку или серию подставляющих друг друга кулисообразно линз внутри единой пачки. Мощность отдельных пластов и линз варьирует от нескольких метров до нескольких десятков метров. Пачки, включающие пласты или линзы, в отдельных случаях достигают 100 м. На примере Поллодова края особенно отчет-

	Южный Урал	Полудоб кряж	Тиман	Канин	Полярный Урал	Норвегия	Шпицберген	Патомск нагорье	Юдомо-майский регион	
Венд	<i>Linella цика</i>									3
							<i>Boxonia granulosa</i>			2
						<i>Poludia russa</i>				1
Миньярий	5 <i>M. uralica</i> X					<i>Inzeria ny frilandica</i>				
	<i>M. uralica</i> X									
		<i>Parmites conrescens</i>								
	4 <i>Minjaria uralica</i> X						<i>M. uralica</i> X			
		<i>Poludia polymorpha</i>								
	3	<i>Gymnosolen ramsayi</i>					<i>T. golouanovi</i>			
						<i>Inzeria djelimi</i>				
	2 <i>Ganophyton miloradovici</i>									
1	<i>G. ramsayi</i>	<i>Minjaria uralica</i> X					<i>G. ramsayi</i>			
	<i>A. bianca</i>	<i>Gymnosolen asymmetricus</i>					<i>A. hyperboreica</i>			
		<i>Tungussia colctimi</i>								
Бирьяний							<i>T. enpiggini</i>		<i>I. confragosa</i>	3
	<i>Inzeria tjomusi</i>									2
								<i>B. matca</i> <i>B. lacera</i>		1

ливо видно, что строматолиты даже в сплошных карбонатных толщах распределены неравномерно. Горизонты, заключающие столбчатые формы, нередко чередуются с пачками пород, содержащих только пластовые формы, с онколитовыми или немymi известняками и доломитами. При этом лишь часть строматолитовых горизонтов заключает определяемые до вида постройки. Таким образом, между интервалами, охарактеризованными определенными формальными видами, в ряде случаев остаются неохарактеризованные промежутки.

Смежные и даже далеко отстоящие разрезы полосы верхнего рифея, тянувшейся от Полюдова кряжа на Тиман и п-ов Канин, связаны рядом общих формальных видов столбчатых строматолитов. Число таких видов для различных сравниваемых районов варьирует в зависимости от полноты и обнаженности разрезов и от того, насколько совпадают представленные в каждом интервале верхнего рифея. Удаленность разрезов в пределах этой полосы мало отражается на числе общих форм; так, наибольшее число устанавливается для Полюдова кряжа и Канина, расположенных на противоположных ее концах.

Вертикальная последовательность большинства представленных в разрезах общих форм остается почти неизменной. Более широким относительно других форм оказывается диапазон распространения *Minijaria uralica* Kryl. Почти каждая из форм большого ряда, представленного на Полюдовом кряже, найдена в том или ином из разрезов Тимано-Канинской полосы. В некоторых из них имеются формы, пока кажущиеся эндемичными: таковы, например, *Kussiella enigmatica* Raab., *K. timanica* Raab., неизвестные за пределами Южного Тимана. *Gymnosolen asymmetricus* Raab., который долго считался свойственным только Четласскому камню, нашел свое место в разрезе Полюдова кряжа, *Inzeria tjomusi* Kryl., ранее не встречавшаяся на Тимане, недавно была обнаружена в основании карбонатных толщ южной оконечности Четласского камня. Таким образом, Полюдово-Тимано-Канинская полоса верхнего рифея в целом весьма однородна по составу строматолитов и как бы образует единую строматолитовую провинцию, в пределах которой общие формы строматолитов позволяют наметить последовательный ряд реперных горизонтов. Последние могут эффективно использоваться при детальном картировании в почти сплошных карбонатных толщах.

Ряд общих форм связывает эту зону с Южным Уралом. К ним принадлежат в нижней части разрезов *Inzeria tjomusi* Kryl. и сопутствующие ей две формы *Jurusania*, а в верхней — *Tungussia colcimi* Raab., *Conophyton miloradoviçi* Raab., *Poludia polymorpha* Raab., располагающиеся в разрезе миньярской свиты в той же последо-

---

Стратиграфическое соотношение и пространственное распространение основных формальных видов столбчатых строматолитов в верхнем рифее Урало-Тиманской области и некоторых других регионов (Юдомо-Майский регион — по данным В.А. Комара и др., 1974)

вательности, что и в карбонатных толщах Тиманской зоны, а также *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Minijaria uralica* Kryl. и *Inseria djeimi* Raab. Последняя найдена в поле развития бьянжской подсвиты миньярской свиты, но точная привязка ее к разрезу неизвестна. *Gymnosolen ramsayi* на Южном Урале, в отличие от Полодова кряжа, залегает ниже слоев с *Conophyton miloradovići*. *Minjaria uralica* слагает несколько крупных пластов в верхней части разреза миньярской свиты. Сохранность микроструктуры пока не позволяет установить, совершенно ли идентичны формы из различных уровней, и в какой мере они отвечают разновидностям *Minjaria uralica* с Полодова кряжа. В том же интервале разреза миньярской свиты присутствует *Parmites* cf. *concreescens*, сохранность не позволяет с полной уверенностью отождествить его с типовой формой. Процент определяемых форм из пород миньярской свиты вообще сравнительно низок из-за условий сохранности микроструктуры, и весьма вероятно, что в дальнейшем будут найдены и другие виды, общие с видами Тиманской зоны.

Самая верхняя часть картауской серии – укская свита – охарактеризована по сути одной формой – *Linella ukka* Kryl.; *L. simica* Kryl. и *Tungussia bassa* Kryl. являются ее синонимами (Раабен, Забродин, 1972). Ее постройки слагают ряд пластов, в совокупности отвечающих большей части укской свиты. В Тиманской зоне эта форма с долей условности определяется в верхних горизонтах низвенской свиты.

К числу столбчатых строматолитов, известных лишь на Южном Урале, принадлежат *Alternella bianca* Raab., *Katavia karatavica* Kryl. и некоторые другие. Таким образом, для миньярия Тимано-Уральской обл. в целом намечается не менее четырех общих реперных горизонтов, охарактеризованных формами столбчатых строматолитов, интервалы распространения которых не перекрываются. Это позволяет говорить о четырех достаточно дробных подразделениях, за основу которых с некоторой долей приближения могут быть приняты уровни появления соответствующих формальных видов. Формы, распространенные в интервалах между главными видами, пока могут использоваться как дополнительные критерии обоснования соответствующих подразделений и, в зависимости от того, как широко они распространены на площади, служить основной более дробных шкал в пределах той или иной части области или отдельных районов.

Формы широкого вертикального распространения, какими оказываются формы, выделенные на основе голотипов с нечеткой микроструктурой, а потому широко понимаемые, нуждаются в дальнейшем изучении. Последнее должно выявить возможность выделения на их основе нескольких самостоятельных форм, а также пределы их вертикального и горизонтального распространения.

На настоящей стадии исследований трудно сказать, в какой мере намеченное членение миньярия может быть распространено на другие области. Некоторые данные в этом отношении дает материал по архипелагу Шпицберген. В богатых столбчатыми строматолитами

карбонатных толщах верхнего рифея, которому соответствует надсерия Лум-Фьорд или Средняя Гекла-Хук северо-восточных районов архипелага, намечаются такие же закономерности в распределении формальных видов, как и в Урало-Тиманской обл. Виды образуют последовательный вертикальный ряд, не повторяясь в разрезе, и дают несколько реперных горизонтов, позволяющих с большой детальностью увязывать разрезы различных островов архипелага. Значительный процент составляют эндемичные формы, но наряду с ними присутствует несколько форм широкого распространения. В миньярии такими формами являются *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Conophyton miloradoviči* Raab., *Inseria djejimi* Raab. и *Minjaria uralica* Kryl., взаиморасположение которых в разрезе отвечает тому, какое наблюдается на Южном Урале.

Нижние толщи надсерии Лум-Фьорд связаны с нижней частью типовых разрезов Урало-Тиманской зоны общей формой *Inseria tjomusi* Kryl. Самая верхняя часть докембрийского разреза, отвечающая венду и хорошо отграничивающаяся по составу микрофитолитов, охарактеризована последовательностью двух широко распространенных форм: *Poludia russa* Raab. и *Voxonia grumulosa* Kom. Первая из них известна на Полярном Урале и в Гренландии, вторая — во многих разрезах Сибири. В совокупности с данными о вертикальном распространении наиболее широко развитых форм в юдомском комплексе Сибири (Семихатов и др., 1970) это позволяет предположительно наметить в венде s.l. не менее трех дробных подразделений на основе строматолитов.

Разрезы Сибирской платформы и сопредельных складчатых сооружений дают пока мало материала о послойном распределении столбчатых форм в разрезах миньярия; мнения различных исследователей о составе отвечающих ему толщ в различных регионах крайне противоречивы (Комар и др., 1964; Хоментовский и др., 1972; Комар, 1973; Раабен, 1975, и др.).

В разрезах ченчинской свиты севера Патомского Нагорья, в составе которой миньярий или его аналоги выделяются достаточно уверенно, среди комплекса не привязанных послойно, преимущественно эндемичных форм (Хоментовский и др., 1972; Дольник, Воронцова, 1974) удается пока узнать лишь одну из характерных руководящих форм миньярия Тимано-Уральской обл. (Раабен, 1975).

Несравненно более интересны данные о размещении строматолитов в более древних горизонтах рифея Сибири. Специально проведенные В.А. Комаром, М.А. Семихатовым и С.Н. Серебряковым (1978) исследования показали, что в разрезах Юдомо-Майского региона, в пограничной части верхнего и среднего рифея, намечается единая последовательность форм *Baicalia maica* Nuzhn., *Inseria tjomusi* Kryl., *In. confragosa* (Sem.) в игниканской свите. Нижележащая нерюенская свита охарактеризована *Beicalia lacera* Sem. в сочетании с довольно разнообразным набором форм, незакономерно распределенных по вертикали и по площади. Нерасчленимость по строматолитам этой довольно мощной свиты может быть отчасти

обусловлена тем, что формальные виды понимаются авторами шире, чем это обычно принято.

В нижележащей части разреза также устанавливается последовательная смена нескольких обособленных или группирующихся в своеобразные комплексы форм. Распространение выделенных на этой основе дробных подразделений – слоев – за пределами Юдомо–Майского региона пока не выяснено, но известно, что ряд руководящих форм встречается и в других районах Сибири.

Очень характерная форма – *Inseria tjomusi* Kryl. связывает сибирские разрезы с Урало–Тиманской обл. Ей нередко сопутствует также *Jurusania nispvensis* Raab.; точное взаимоотношение этих форм по вертикали еще предстоит выяснить.

Все сказанное выше позволяет считать, что на современной стадии изученности строматолиты пригодны для создания дробных шкал верхнего рифея, а по всей вероятности, и более древних его подразделений в пределах весьма обширных регионов, таких, как Урало–Тиманская обл., Восточно–Сибирская платформа, архипелаг Шпицберген.

Общие формы, пока немногочисленные или даже единичные, связывают рассмотренные области как друг с другом, так и с Западной Европой, различными районами Арктики, Африкой, Северной Америкой и Австралией. Число общих форм будет возрастать по мере расширения исследований и позволит, по всей вероятности, создать прочную единую канву для расчленения существующих подразделений рифея. Нет сомнения, что каждому региону окажутся присущи и эндемичные формы. Изучение взаимосвязей таких форм и их соотношений с видами широкого пространственного распространения покажет, какие из них отвечают узким стратиграфическим интервалам и могут быть использованы не только при детализации местных или региональных шкал, но и при разработке детальной общей шкалы рифея.

## А B S T R A C T

Algael phytolites (stromatolites and microoncolites) may be considered at present as the very base of Late Precambrian biostratigraphy. It is generally believed that columnar stromatolites can be used successfully for intercontinental correlation within the Precambrian. The fossils are recognized to be essential for discriminating of main unities of the Late Precambrian scale, such as the Lower, the Middle and the Upper Riphean which are comparable to erathemes (groups), or as the Vendian and the Minyarian that approximate to systems, but many stratigraphers are sceptical about the possibility of using stromatolites in working-out detailed scales. This point of view relies however on presumptions rather than on real evidence.

An attempt is made in this paper to demonstrate that such a possibility exists in fact. The repartition of different taxa in the Upper Riphean series

of the Uralo-Timanian area was studied, the series being particularly favorable for the study: if only a few stromatolitic beds are to be found in its lower part, the upper horizons consist mostly of stromatolitic rocks. Numerous form-species of forms, are present. The forms were diagnosed essentially on microstructura within form-genera (groups) based on morphological features and were found to be of importance for elaboration of stratigraphic scales. Stromatolite assemblages, when studied in detail, proved to be sequences of forms. Each form-species occurs as a rule at only one level in every single section of the series. Assemblages were found to be not quite similar in different sections, but even distant localities have many forms in common. The sequence of a number of geographically widespread form-species proved to be the same through the extensive area. That enables detailed correlation and discriminating of several minor subdivisions within the Minyarian of the Uralo-Timanian region.

Similar results were obtained by studies in the Upper Riphean of Spitsbergen (Middle Hecla Hoek). Detailed regional scales were also worked out on base of sequences of formspecies in the lowest beds of Upper Riphean and the Vendian of East Siberia by Komar, Semikhatov and Serebriakov. Stromatolite assemblages of the Uralo-Timanian area, Spitsbergen and Siberia when compared prove to include many endemical forms, but also several form-species in common; more are expected to be found.

As many form-species seem to be temporally restricted and some of them spread wide geographically, prospects are good for working out of interregional detailed scales on base of columnar stromatolites within Upper Riphean, and possibly within other Late-Precambrian groups.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дольник Т.А., Воронцова Г.А. 1974. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск, Восточно-Сибирское кн. изд-во.
- Журавлева З.А., Крылов И.Н., Постельников Е.С. 1969. О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты ослянской серии. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Келлер Б.М. 1973. Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий). - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Келлер Б.М., Казаков Г.А., Крылов И.Н. и др. 1960. Новые данные по стратиграфии рифейской группы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Комар В.А. 1973. Новые данные о корреляции рифейских отложений южного Урала и Сибири. - Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Комар В.А., Крылов И.Н., Нужнов С.В. и др. 1964. О трехчленном делении рифея по строматолитам. - В кн. "Геология докембрия". М., "Недра".
- Комар В.А., Семикатов М.А., Серебряков С.Н. 1973. Характер распределения формальных видов строматолитов в рифейских отложениях Учур-Майского района. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

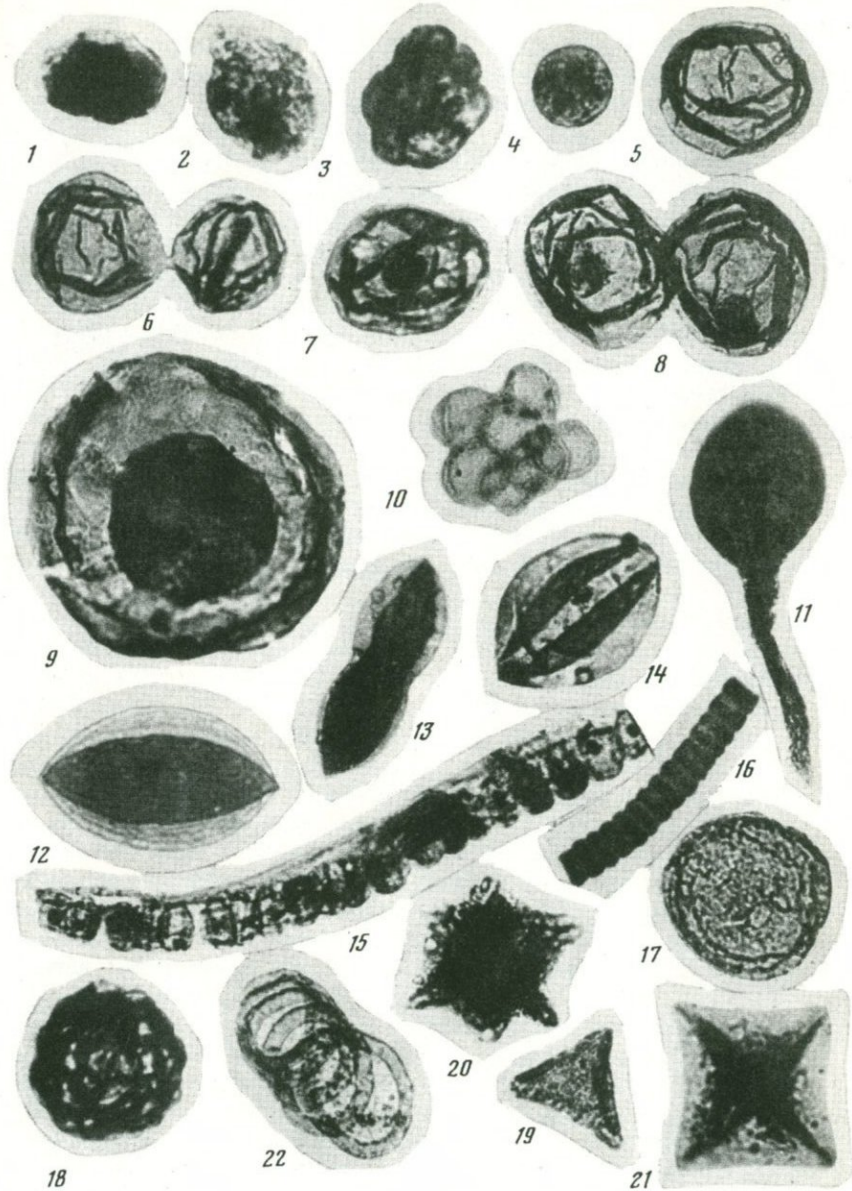
- Крылов И.Н., Шаповалов И.Г. 1970. О распространении строматолитов катавского комплекса в рифейских отложениях Урала и Сибири. - В кн. "Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы". Иркутск. Вост.-Сиб. изд-во.
- Раабен М.Е. 1967. Верхний рифей как подразделение общеевропейской шкалы докембрия. - Докл. АН СССР, т. 177, № 4.
- Раабен М.Е. 1975. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. - Труды ГИН АН СССР, вып. 273.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. 1972. Водораслевая проблематика верхнего рифея. - Труды ГИН АН СССР, вып. 217.
- Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н. 1970. Юдомский комплекс стратогипической местности. - Труды ГИН АН СССР, вып. 210.
- Соколов Б.С. 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. - В кн. "Геология докембрия". М., "Недра".
- Соколов Б.С. 1974. Проблема границы докембрия и кембрия. - Геология и геофизика, № 2.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Яншин М.С., Бутанов Е.П. 1972. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. М., "Наука".
- Bertrand-Sarfati J. 1972. Stromatolites colonnaires du Précambrien supérieur du Sahara Nord-Occidental. Paris, CNRS.

Б. В. ТИМОФЕЕВ

## МИКРОПАЛЕОФИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЯ

В докембрийских отложениях открыты многочисленные растительные остатки преимущественно фитопланктонного происхождения. Они принадлежат к трем морфологическим группам оболочек: сферическим - Sphaeromorphida, ладьевидным - Scaphomorphida и правильным тетра- и октаэдрическим формам - группа Edromorphida (Тимофеев, 1973б). Кроме них встречаются трихомы водорослей и обломки органических пленок. Изучение микрофитофоссилий докембрия имеет большое значение для биостратиграфии, палеогеографических построений и познания древнейшей жизни на Земле.

Самыми древними микрофоссилиями являются найденные в аспидных сланцах формации Fig-Tsee (Южная Родезия), имеющих абсолютный возраст 3,2-3,4 млрд. лет. Эти находки представляют собой сферические оболочки диаметром 20-30 мк (Barghoorn, Schopf, 1966). По-видимому, не менее древние подобные же оболочки обнаружены на Украине в конкско-верховцевской серии (Тимофеев, 1973а). В раннем протерозое микрофитофоссилии встречаются редко. Они представлены плохо сохранившимися сфероморфидами, преимущественно из рода *Protosphaeridium*, как об этом свидетельствует изучение нижней и средней свит криворожской серии и их стра-



Объяснение к таблице

Ранний и средний протерозой

Фиг. 1 - *Protosphaeridium densum* Tim. (конкская свита конкско-верховщевской серии); фиг. 2 - *P. flexuosum* Tim. (нижняя свита криворожской серии); фиг. 3 - *Synsphaeridium* sp. (верхняя свита курской серии, КМА, Висловская площадь); фиг. 4 - *Protosphaeridium densum* Tim. (ятулий Карелии, дер. Шуньга)

Верхний рифей

Фиг. 5 - *Kildinella sinica* Tim.; фиг. 6 - то же, делящиеся формы; фиг. 7 - *Nucellosphaeridium bellum* Tim.; фиг. 8 - то же, делящиеся формы; фиг. 9 - *Pterospermopsisimorpha* sp. (р. Мироедиха); фиг. 10 - *Synsphaeridium conglutinatum* Tim. (Ю.-З. Пригиманье, скв. в Весляне, веслянская свита); фиг. 11 - *Phycomysetes* sp.; фиг. 12 - *Macroptycha uniplicata* Tim.; фиг. 13 - то же в стадии деления; фиг. 14 - *M. biplicata* Tim.; фиг. 15, 16 - трихомы водорослей (р. Мироедиха)

Венд Подолии (фиг. 18-22) и Вольни (фиг. 17)

Фиг. 17 - *Stictosphaeridium pectinale* Tim. (острожская серия); фиг. 18 - *Podoliella regulare* Tim. (комаровские слои); фиг. 19 - *Tetraedrixium elegans* Tim.; фиг. 20 - *T. tyrassum* Tim.; фиг. 21 - *Octaedrixium symmetricum* Tim. (немийские слои); фиг. 22 - *Spiromorpha* sp. (лядовские слои)

Увел. ×480, кроме фиг. 17, где ×240

тиграфических аналогов в районе Курской магнитной аномалии (КМА) (таблица, фиг. 1, 2).

Среднепротерозойские отложения также не отличаются разнообразием растительных остатков и их хорошей сохранностью. Об этом свидетельствуют результаты изучения формации Ганфлинт в провинции Онтарио в Канаде (Barthoog, Tyler, 1965), ятулия и ладожской серии Карелии и печенгской серии Кольского полуострова, верхних свит криворожской и курской серий (Криворожье и КМА) (таблица, фиг. 3, 4). Заметим, что в среднем протерозое по сравнению с ранним сфероморфид становится больше. Они представлены несколькими родами и 15 видами (Тимофеев, 1969).

Верхний докембрий (рифей-венд) в микропалеофитологическом отношении несравнимо богаче ранне- и среднедокембрийского этапа развития жизни на Земле. Это связано с тем, что атмосфера, как считает М. Рутгеи (1973), в достаточной мере оказалась насыщенной кислородом лишь 1,5 млрд. лет тому назад, и только с этого времени появились условия для бурного развития водной растительности на Земле; однако этому времени предшествовало существование анаэробных и прокариотических организмов "ранней жизни" и "преджизни". Развитие "преджизни" зависело от бескислородной атмосферы и ультрафиолетового излучения, свободно проникавшего через нее.

Микропалеофитологическими исследованиями охвачены позднедокембрийские формации Северной Америки, Австралии и Северной Евразии. В системе Белт (Скалистые горы, США), имеющей абсолютный возраст 1,1 млрд. лет, Г. Пфлюг (Pflug, 1965) нашел мелкие *Alga incertae sedis*. В серии обломочных пород Биттер-Спринг в Центральной Австралии в бассейне Амадеуса (абсолютный возраст 0,9 млрд. лет) Д. Шопф (Schopf, 1968) определил подобный же комплекс микроскопических водорослей. В сланцах Тэпли-Хилл из формации Аделаиды в Южной Австралии обнаружены *Protosphaeridium*, *Gloeocapsomorpha*, пленки типа *Laminarites* и другие микрофоссилии, характерные для вендских отложений (Тимофеев, 1966). В формациях Аделаиды найдена известная бесскелетная форма верхов венда (абсолютный возраст не менее 0,6 млрд. лет), описанная М. Глесснером (Claessner, Wade, 1966).

Наиболее важные результаты получены советскими исследователями в верхнедокембрийских отложениях рифея и венда Северной Евразии и в Северном Китае (Тимофеев, 1959, 1966, 1969, 1973). При этом было установлено большое единообразие комплексов микрофитофоссилий для больших территорий. В позднем докембрии бурного расцвета достигают одноклеточные водоросли из группы *Sphaeromorphida*, среди которых особенно характерен род *Kildinella*. Оболочки этого рода в рифее достигают массового развития, встречаются в огромном количестве и имеют важное значение для диагностики и корреляции рифейских отложений (таблица, фиг. 5-8). Широко распространены роды *Leiosphaeridia*, *Trachysphaeridium*, *Ethmosphaeridium*. Самый богатый материал для характеристики рифея

фейских отложений встречен в Туруханском районе Красноярского края, особенно в мироедихинской верхнерифейской свите, где были обнаружены гигантские сфероморфиды – *Magasphaeromorphida*. Наиболее крупные экземпляры среди них достигают в диаметре 3–4 мм, что в 100 раз больше обычных размеров сфероморфид. Сфероморфиды рифея представлены несколькими родами и десятками видов. Кроме них встречены *Phycomyces* – водоросли-грибы (таблица, фиг. 11), *Scaphomorphida* (таблица, фиг. 12–14) и в большом количестве трихомы водорослей (таблица, фиг. 15–16).

Очень разнообразный комплекс позднедокембрийских микрофитофоссилий найден в лахандинской свите в среднем течении р. Май (правый приток р. Алдана) в Хабаровском крае. Здесь обнаружены сфероморфиды и среди них гигантские формы. Найдены также водоросли-грибы. Особый интерес представляют находки форм из группы *Edromorphida* (род *Octaedrixium*), ранее известных только в венде, а также гистрохосфер (группа *Sphaerohystrichomorphida*), встречающихся обычно только начиная с кембрия.

Вендский комплекс микрофоссилий наиболее детально изучен в разрезах Подолии и северо-запада Русской платформы. Для него характерны сфероморфиды, эдроморфиды, трихомы водорослей, в том числе спиралевидные. Встречаются *Phycetes*. Среди сфероморфид особенно выделяются роды *Pedoliella* и *Stictosphaeridium*. Эдроморфиды представлены родами *Octaedrixium* и *Tetraedrixium* (таблица, фиг. 17 – 22).

Вендский тип фитопланктона, с одной стороны, как следует из сказанного, резко отличается от рифейского, а с другой – от кембрийского.

В кембрии появляются неизвестные до того группы диакродиевых – *Ellipsoidomorphida* – и яйцевидных – *Ooidomorphida* – оболочек. Значительного развития достигают шиповатые сферические оболочки – гистрихосферы, которые, как уже говорилось выше, в докембрии известны почти не были.

Отмеченные закономерности распространения различных групп и родов микрофитофоссилий в докембрии оказываются весьма важными для диагностики, биостратиграфического расчленения и корреляции докембрийских отложений. С помощью микропалеоботанического анализа расшифрован возраст многих древних свит, считавшихся “немыми”; таким образом был твердо установлен среднедокембрийский возраст ятулия, иотния, ладожской и печенгской серий на Балтийском щите и их стратиграфических аналогов на Украинском щите (верхняя свита криворожской серии, белоковичская свита и др.). Важные результаты получены при исследовании верхнедокембрийских отложений на Русской и Сибирской платформах, выразившиеся в определении возраста всех изученных свит, в выделении фитоценозов в эталонном разрезе венда Подолии (Тимофеев, 1969, 1973а).

Другим важным аспектом изучения древнейшего фитопланктона являются палеогеографические исследования. Одноклеточные водоросли были чуткими реагентами на изменение солености в бассей-

нах седиментации. В бассейнах с нормальной соленостью обнаруживается богатый комплекс сфероморфид, а в опресненных водах он становится бедным, так же как и в сильно засоленных. Следует отметить, что как в мироедихинской, так и в лахандинской терригенно-карбонатных свитах богатые скопления микрофитофоссилий приурочены к темно-серым и зеленовато-серым аргиллитам и глинисто-алевритовым сланцам; подобная же картина наблюдается и для других литологически сходных свит и слоев разных регионов. Свиты, сложенные водорослевыми известняками и доломитами, наоборот, отличаются бедным содержанием растительных микроостатков или полным их отсутствием.

Анализ распределения микрофитофоссилий в различных литолого-фациальных зонах рифея Восточной Сибири показал, что в зонах отложения терригенных и глинисто-карбонатных осадков прибрежно-морских и опресненных участков морских бассейнов микрофито-планктон беден, представлен немногими родами и видами. На участках со смешанным терригенно-карбонатным осадконакоплением и в морских бассейнах с нормальной соленостью микрофитофоссилии достигают пышного расцвета и представлены многими родами и десятками видов (мироедихинская и лахандинская свиты). В зонах, отвечающих областям морского карбонатного осадконакопления, преимущественно доломитового типа, содержится менее богатый и разнообразный, несколько угнетенный спектр микрофитофоссилий (ципандинская свита р. Май, шорихинская, сухогунгусинская свиты и свита буровой Туруханского района) (Ивановская, Казанский, Ти мофеев, 1974).

Докембрий в настоящее время — область повышенного интереса не только геологов, но и биологов, так как изучение остатков альгофлоры древних периодов уводит нас к истокам жизни. В этом отношении очень важное значение имело открытие в верхнем докембрии эукариотных форм с хорошо выраженными явлениями митоза. Первые указания на них имеются в работе Д. Шопфа (1968), обнаружившего среди микрофоссилий из формации Битгер-Спрингс клеточные структуры с карокинетическими проявлениями. Многочисленные и прекрасно сохранившиеся эукариотные формы с отчетливо выраженным (на всех стадиях) процессом деления обнаружены автором совместно с Т.Н. Герман при микропалеоботаническом анализе упоминавшихся форм в мироедихинской и лахандинской свитах. Процесс митоза особенно хорошо виден у некоторых сфероморфид (роды *Nucellosphaeridium*, *Kildinella*, *Trachysphaeridium* — таблица, фиг. 6, 8), скафоморфид (таблица, фиг. 12–14) и нитчатых водорослей (таблица, фиг. 15, 16).

Обнаружение эукариот и их деления в отложениях, имеющих возраст 800–1000 млн. лет, свидетельствует о том, что эти растения были фотосинтезирующими и жили в кислородной атмосфере, близкой по составу к современной.

Следует отметить поразительную способность одноклеточных водорослей и других остатков древнейшей альгофлоры оставаться в

состоянии органической материи неминерализованными, причем они способны сохраняться в породах, претерпевших значительный метаморфизм.

Микропалеоботаническое исследование докембрия помогает узнать много нового о древних этапах развития нашей планеты.

## А Б С Т Р А К Т

The micropaleobotanical research of Precambrian sediments is important as to their biostratigraphy, correlation and reconstruction of environmental conditions in the Precambrian, and also to reveal the paleobiological features of the ancient phytoplanktonic organisms.

In the Early and Middle Proterozoic mostly simple Sphaeromorphida occur. In addition to it in the Late Riphean and Vendian Scaphomorphida, *Tetraedrixium*, *Octaedrixium* (group Edromorphida) appear; besides that gigantic Megashaeromorphida, *Phycomycetes* are present and first occurrence of *Hystrichosphaera* and abundant variety of thilamentous algae are recorded. Eucaryotic cells with processes of division are ascertained. Processes of multiplication have been revealed among Scaphomorphida, trichomes. This process seems to be very similar to that of some extant algae.

The composition of microfossil assemblages and the degree of their preservation allow to judge about the salinity of the Precambrian basins and sedimentation environment.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ивановская А. В., Казанский Ю. П., Тимофеев Б. В. 1974. Распределение микрофитофоссилий в различных литолого-фациальных зонах рифея Восточной Сибири. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 81. "Микрофоссилии СССР". Новосибирск, "Наука".
- Рутген М. 1973. Происхождение жизни. Пер. с англ. М., "Мир".
- Соколов Б. С. 1972. Вендский этап в истории Земли. — В сб. "Палеонтология. Междунар. геол. конгр., докл. сов. геологов", проблема 7. М., "Наука".
- Тимофеев Б. В. 1959. Древнейшая флора Прибалтики и ее стратиграфическое значение. — Труды ВНИГРИ, вып. 129. Л., Гостоптехиздат.
- Тимофеев Б. В. 1966. Микропалеоботаническое исследование древних свит. М.—Л., "Наука".
- Тимофеев Б. В. 1969. Сфероморфиды протерозоя. Л., "Наука".
- Тимофеев Б. В. 1973а. Микрофитофоссилии докембрия Украины. Л., "Наука".
- Тимофеев Б. В. 1973б. Микрофитофоссилии протерозоя и раннего палеозоя. — В кн. "Микрофоссилии древнейших отложений". (Труды Междунар. палинол. конф.) М., "Наука".
- Тимофеев Б. В., Герман Т. Н. 1974. Митоз у рифейских водорослей. *Geologicky Zbornik*. — *Geologica Carpathica*, XXV, 1. Bratislava.
- Varghoorn E.S., Tyler S.A. 1965. Microorganisms from the Gunflint Chert.— *Science*, v. 147.

- B a r g h o o r n E.S., S c h o p f J.W. 1966. Microorganisms three billion years old from the Precambrian of South Africa. -- Science, v. 152.
- G l a e s s n e r M. F., W a d e M. 1966. The Late Precambrian fossils from Ediacara, South Australia. -- Paleontology, v. 9.
- P f l u g H.D. 1965. Organische Reste aus der Belt-Serie (Algonkium) von Nordamerika. -- Paläntol. Z., Bd. 39, N 1/2.
- S c h o p f J.W. 1968. Microflora of the Butter Springs Formation, Late Precambrian, Central Australia. -- J. Paleontol., v. 43, N 3. pt. 1.

С. Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО, В. П. ЧЕКУЛАЕВ, И. Н. КРЫЛОВ,  
В. С. БАЙКОВА, Н. А. АРЕСТОВА

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АРХЕЙСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

В Центральной Карелии развит комплекс метавулканитов и терригенных пород, относимых к бергаульской и парандовской сериям (Гилярова, 1948; Глебова-Кульбах, Пинаева, 1961; Кратц, 1963; Харитонов, 1966). Геохронологические исследования показали, что возраст этих пород является более древним, чем 3 млрд. лет: для гранитов, прорывающих супракrustальные породы, получен возраст 2600-2800 млн. лет (Герлинг и др., 1972; Лобач-Жученко и др., 1974), а амфиболы из сланцев (K-Ar метод) имеют возраст от 2600 (последний метаморфизм) до 3300 млн. лет.

Супракrustальные породы располагаются между глыбами, сложенными гранитами. Граниты слагают большую часть современного эрозионного среза и продолжают, по-видимому, на глубину, о чем можно судить по отрицательному гравитационному полю, характерному для этого региона. Глыбы сложены гранитами и мигматитами плагиомикроклинового состава, среди которых сохраняются реликты олигоклазовых гранитов. Олигоклазовые граниты - древнейшие образования региона и предположительно были ложем, на которое изливались древние вулканиты.

В составе супракrustальных серий определяющими являются метавулканиты, тогда как терригенные породы, составляющие верхнюю часть разреза (Глебова-Кульбах, Пинаева, 1961; Руденко, 1968; Гилярова, 1969), развиты в значительных масштабах лишь в районе рудника Бергаул и на северо-западном побережье о-ва Сегозеро. Среди метавулканитов резко преобладают метадиабазы с прослоями андезитов и базальтовых коматитов. В отдельных районах развиты небольшие интрузии габбро-диабазов и мелкозернистых габбро-диоритов, являющихся, по-видимому, комагматитами основных вулканитов. К секущим зонам разломов субмеридионального простирания приурочены более поздние интрузии базитов и гипербазитов.

В наименее измененном виде толща метавулканитов сохранилась в бассейне р. Лижмы, где она имеет меридиональное простирание и сравнительно пологое ( $45-25^\circ$ ) падение на запад. На юге простирание, огибая гранитный выступ, постепенно меняется на широтное с падением на юг. Залегание вулканитов хорошо определяется благодаря сохранности первичных структур и текстур, в том числе подушечных лав. Видимая мощность толщи около 2000 м. Почти повсеместно метавулканиты сохраняют массивную текстуру и структуру. Сланцеватость развита локально. Круто ориентированная сланцеватость (секущая первичное напластование пород) приурочена к узким зонам субмеридионального простирания. Сланцеватость второго типа в целом параллельна напластованию пород, но выражена также местами, не считая зоны контакта с гнейсо-гранитами, где она является определяющим структурным элементом.

На западе полоса метавулканитов ограничена посткинematической интрузией гранитов с возрастом около 2500 млн. лет. Граниты рвут метавулканиты и секут сланцеватость. На востоке метавулканиты граничат с палаламбинскими гнейсо-гранитами, входящими в состав Южно-Сезозерской гранитной глыбы. Граниты неоднородны по составу и строению, представлены мигматитами и гнейсо-гранитами плаггиомикроклинового состава. Сланцеватость и плосчатость мигматитов параллельны контакту, погружающемуся на запад под углом  $60-70^\circ$ . Метавулканиты в узкой приконтактной зоне рассланцованы, превращены в амфиболовые сланцы с отчетливой лепидогранобластовой структурой, мигматизированы. Характер контакта наиболее хорошо интерпретируется при рассмотрении палаламбинских гранитов как гнейсо-гранитного купола. Более сложное строение имеет южная часть зоны контакта, что определяется присутствием ряда небольших жестких блоков, сложенных среднезернистыми плаггиогранитами. Здесь же размещены интрузии габбро, габбро-диабазов и габбро-диоритов - комагматитов диабазов. Большею частью контакты тектонические, а некоторые из них представляют собой зоны типа микромеланжа. Одна из таких зон имеет дугообразную форму, наклонна на запад - юго-запад - юг под углом  $50-60^\circ$ . Такую же ориентировку имеют плоскости рассланцевания, контакты между породами, шарниры складок, минеральная линейность, бороздчатость. Помимо рассланцованных и ремобилизованных плаггиогранитов в зонах тектонических надвигов присутствуют рассланцованные и мигматизированные основные и ультраосновные породы, находящиеся в виде изолированных глыб или ксенолитов, измеряемых метрами - десятками метров. Основные породы превращены в амфиболовые сланцы и гнейсы, ультраосновные - в тальк-тремолитовые, серпентин-тальк-тремолитовые и актинолит-хлоритовые сланцы.

В другом районе развития древних супракристалльных пород - вблизи слияния рек Суны и Семчь (к западу от дер. Койкары) - метавулканиты метаморфизованы и деформированы значительно интенсивнее. Толща метавулканитов ограничена на юге и западе гра-

нитными глыбами, а на востоке перекрыта породами ятулийской формации. Центральная часть района занята Семченской интрузией габбро-диоритов.

В строении южной (Койкарской) глыбы главную роль играют плагиомикроклиновые граниты, мигматиты и пегматиты, среди которых сохраняются реликты олигоклазовых гранитов. Олигоклазовые граниты обладают рядом геологических и петрохимических особенностей, отличающих их от более молодых гранитов Балтийского щита. Они обогащены Mg, Al, Na, Ni, Sr, характеризуются высокой плотностью (2,70–2,74 г/см<sup>3</sup>).

Образование плагиомикроклиновых гранитов значительно отделено во времени от образования олигоклазовых гранитов, что доказывается соотношением тех и других с дайками габбро-диоритов (Лобач-Жученко и др., 1974).

Габбро-диориты Семченского массива и дайкового комплекса представляют собой молодые интрузии, так как содержат ксенолиты метаморфизованных и деформированных метавулканитов, что их отличает от габбро-диабазов р. Лижмы, которые являются комагматитами диабазов.

Метавулканиты слагают узкие межблоковые зоны, аналогично расположению зеленокаменных пород в других регионах Карелии. В то же время часть метавулканитов сохранилась в этом районе в виде небольшой мощности останцов на гранитах Койкарской глыбы. Супракристалльные породы неоднократно метаморфизованы и деформированы. В метавулканитах, расположенных на гранитах, всюду развита мелкая складчатость и линейность. Линейные элементы сланцев, лежащих на гранитах, имеют пологую ориентировку (0–30°), что определяется, по-видимому, близким присутствием фундамента. В метавулканитах, занимающих межблоковые пространства, развита сквозная сланцеватость; складчатость и линейность наблюдаются значительно реже. Сланцеватость метавулканитов вне гранитных блоков имеет кругую ориентировку и северо-западное простирание. Структурный анализ показал, что эта сланцеватость является наложенной не только по отношению к метавулканитам, но и по отношению к Семченской интрузии габбро-диоритов. Возраст амфиболов (K-Ar метод), возникших на этом этапе метаморфизма, и деформаций варьирует от 2700 до 2550 млн. лет. Таким образом, развитая в метавулканитах сланцеватость, позволившая А.С. Новиковой (1975) классифицировать структуры метавулканитов как моноклиальные чешуи, возникла более чем через 500 млн. лет после формирования самих вулканитов. Одновременно с этим этапом деформаций происходили метаморфизм (в условиях амфиболитовой фации) и кислый магматизм (формирование гранитов и K метасоматоз олигоклазовых гранитов). Монотонный состав разреза не позволяет достоверно реконструировать складчатую структуру вулканогенной толщи, которая была сформирована до развития молодой (позднеархейской) сланцеватости. О наличии складчатых структур свидетельствует присутствие более ранней сланцеватости

и складок в ксенолитах сланцев в габбро, а также установление нескольких генераций складок в метавулканитах, лежащих на границах.

К северо-востоку от устья р. Семчь, в районе системы овер Остер, где также широко развиты зеленокаменные породы, обнаружена серия выходов конгломератов, содержащих гальку гранитов, метавулканитов и метагаббро. Конгломераты и прослои алевролитов в них имеют вертикальное залегание, метаморфизованы, как и нижележащий комплекс, в условиях амфиболитовой фации. Все породы, в том числе и конгломераты, секутся интрузиями базит-гипербазитовых пород, приуроченных к разлому, уходящему далеко за пределы исследованного района. Ультрасосновые породы будинированы, а межбудиновые пространства выполнены пегматитовым материалом. Мусковит из пегматита ( $K-Ar$  метод) имеет возраст 2 млн. лет. Для двух других мусковитов из пегматитов в этом же районе получен возраст 2450 и 2500 млн. лет (Глебова-Кульбах и др., 1963).

Таким образом, геологическая история архейского зеленокаменного пояса Центральной Карелии представляется следующей.

Наиболее древними породами являются олигоклазовые граниты. По геологическому положению и особенностям состава они сходны с древнейшими гранитами других регионов, и в частности гранито-гнейсами и тоналитами Каанвальского кратона (Viljoen M.G., Viljoen R.P., 1969). Граниты представляли фундамент, на котором формировались мощные толщи вулканитов. Излияния происходили под водой, на что указывают повсеместно развитые подушечные структуры лав. На начальном этапе вулканиты характеризовались сравнительно пологим залеганием, отсутствием деформаций, испытывали только аутометаморфизм.

Среди метавулканитов преобладают диабазы, соответствующие по составу кварцевым толеитам. От молодых толеитовых базальтов (дна океанов, островных дуг) архейские диабазы Карелии и других древних зеленокаменных областей отличаются большей железистостью, что согласуется с представлением О.Г. Сорохтина (1974) о характере химической дифференциации Земли.

Вслед за влиянием вулканитов происходило формирование интрузий основных пород (комагматов вулканитов). Приуроченность этих интрузий в ряде случаев к блокам пород фундамента указывает на связь интрузий с этапом дробления фундамента.

Последующий метаморфизм и деформации зеленокаменных пород предшествуют внедрению крупных интрузий габбро-диоритов.

Позднее формировались полимиктовые конгломераты, содержащие гальки как зеленокаменных пород, так и габбро-диоритов.

Около 2600–2700 млн. лет происходит формирование обширных полей плаггиомикроклиновых гранитов, в том числе Палаламбинского купола. В метавулканитах при этом развивается кристаллизационная сланцеватость, возникают зоны надвигов, сопровождающиеся метаморфизмом, реоморфизмом гранитов, деформациями и тектоническими интрузиями ультрасосновых пород.

Особенности возрастного положения, состава, геологического развития зеленокаменного пояса Центральной Карелии указывают на его сходство с древнейшими зеленокаменными поясами других континентов (Абитибид, Киватид, Иеллоунайф в Канаде, Барбертон и другие в Африке, Калгурли-Норзема в Западной Австралии и др.). Это обстоятельство имеет важное значение для металлогении построения общей схемы геологического развития земной коры в раннем докембрии территории Балтийского щита.

## ABSTRACT

The geological position, structure and composition of the greenstone belt of the Central Karelia are described. The age of the supracrustal complex is older than 3.0 b.y.

The composition of this complex is predominantly volcanic. The basic volcanic rocks (pillow-lava) are similar in chemical composition to quartz tholeiites. In the upper part of the section the polymict conglomerates are observed.

The geological history of greenstone belt of Central Karelia was very long. It may be recognized several stages of deformation, metamorphism and magmatism. The oldest rocks of the greenstone belt are oligoclase granites that are the basement of volcanic rocks suite. The most early structures of volcanic suite are gently sloping. The eruptions of volcanic rocks are followed by the intrusions of basic rocks. Later were formed polymict conglomerates. At period 2600–2700 m.y. the large bodies Pl-Micr granites were appeared. The crystalline schistosity and reformation were superimposed on the volcanic rocks at this time in result of that were created the monoclinical structure of the metabasic zones.

The belt is considered to be similar to ancient greenstone belts of the other continents. It has the great importance for the geological reconstruction of the Baltic shield in the Early Precambrian.

## ЛИТЕРАТУРА

- Герлинг Э.К., Лобач-Жученко С.Б., Горохов И.М., Кольцова Т.В. 1972. Изотопный возраст пород докембрия Балтийского щита. – В кн. "Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита". Л., "Наука", с. 76–159.
- Гилярова М.А. 1948. К стратиграфии и тектонике карельской формации Центральной Карелии. – Уч. зап. Пед. ин-та им. А.И. Герцена, т. 72.
- Гилярова М.А. 1969. Стратиграфия и структуры среднего докембрия восточной части Балтийского щита. Автореф. докт. дис. Л.
- Глебова-Кульбах Г.О., Пинаева Н.И. 1961. Новые данные по геологии и геохронологии района Гормозера в Южной Карелии. – Труды Лаб. геол. докембрия, вып. 12.
- Кратц К.О. 1963. Геология карелид Карелии. Л., Изд-во АН СССР.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. 1974. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., "Наука".

- Новикова А.С. 1975. Зоны метабазитов в фундаменте Восточноевропейской платформы. М., "Наука".
- Руденко В.Е. 1968. Некоторые вопросы геологии и условия образования нижнепротерозойских толщ Бергаульской серии (Южная Карелия). - Вест. ЛГУ, № 6, вып. 1.
- Сорохтин О.Г. 1974. Глобальная эволюция Земли. М., "Наука".
- Харитонов Л.Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Л., "Недра".
- Viljoen M.G., Viljoen R.P. 1969. The geochemical evolution of the granitic rocks of the Barberton region. - Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ., N 2.

Е. М. ЛАЗЬКО, В. П. КИРИЛЮК, В. И. ЛАШМАНОВ,  
А. М. ЛЫСАК, А. А. СИВОРОНОВ, Г. М. ЯЦЕНКО

### ЭЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС СССР

Большинство советских геологов принимают двучленное деление докембрия на архей и протерозой, однако по мере накопления новых данных становится все более очевидным, что такая периодизация не отвечает состоянию современной изученности древнейших образований земной коры. Именно этим главным образом и объясняется появление в последние годы ряда стратиграфических схем, в которых предлагаются новые наименования для давно принятых и ставших привычными подразделений (Семененко, 1959; Салоп, 1968; Борукаев и др., 1969). В соответствии с действующей в Советском Союзе стратиграфической схемой разновозрастные комплексы нижнего докембрия нередко включаются в одну возрастную группу, и, наоборот, разновозрастные образования разных регионов фигурируют в различных хроностратиграфических подразделениях. Это относится прежде всего к наиболее ранним (допротерозойским) образованиям, значительно распространенным в пределах щитов. Разностороннее их изучение, проведенное за последние 10-15 лет, позволило выделить два комплекса, которые под местными наименованиями вводятся в региональные стратиграфические схемы. Более ранний из них всеми исследователями однозначно считается архейским. В пределах Сибирской платформы архейские образования слагают Анабарский кристаллический массив (Рабкин, Лопаткин, 1966) и северо-восточную часть Алдан-Витимского щита, где объединяются в алданский комплекс (Дзевановский, Лазько, 1956); они образуют также чарскую глыбу (Салоп, 1964) и известны в пределах Джугджуро-Становой складчатой области - это свита Зверева (Кац, 1962), курультино-гонамский (Ветлужских и др., 1966) и моччинский (Шульдинер, 1969) комплексы; в Восточносаянском и Енисейском краевых подразделениях к ним относятся соответственно шарыжалгайский (Налетов, 1961) и канский (Кузнецов, 1963) комплексы.

На Русской платформе архейский возраст имеют кольская серия Балтийского щита (Лобач-Жученко и др., 1972), суперкрустальные

формации побужского комплекса (Лазько и др., 1970) и центрально-приазовская серия (Полуновский, 1969) Украинского щита. Подобные образования вскрыты также скважинами в фундаменте Русской платформы и слагают ряд глыб в фанерозойском складчатом обрамлении Сибирской платформы.

Все эти комплексы, несмотря на значительную территориальную разобщенность, обладают большим сходством состава суперкрупных и ультраметаморфических формаций, тектонического строения, метаморфизма, металлогении и других особенностей, а вместе с тем отличаются неповторимым своеобразием, позволяющим рассматривать их формирование в условиях особых подвижных областей, качественно отличающихся от геосинклинальных (Лазько, 1961, 1971; Павловский, 1962). Становление этих областей происходило на начальной стадии развития сиалической земной коры — стадии, которую, по предложению Е.В. Павловского, многие называют нулевой.

Более поздний из древнейших комплексов в принятой двучленной схеме периодизации докембрия не находит себе определенного места и разными авторами относится то к архею, то к нижнему протерозою, в зависимости от того, с каким из них в этом комплексе усматривается больше сходства. Во всех регионах этот комплекс располагается между заведомо архейскими и нижнепротерозойскими образованиями. Такое положение пород комплекса вместе с особенностями состава, внутренней структуры и выявляющейся на нижнем и верхнем рубежах резкой сменой общего тектонического режима Земли ставит вопрос о необходимости выделения их в самостоятельную эозойскую возрастную группу (Лазько и др., 1972). В настоящее время становится все более очевидным, что напряженная тектоно-магматическая деятельность на соответствующем этапе становления земной коры носила глобальный характер. Во всяком случае в тех регионах Советского Союза, где распространены древнейшие образования Земли, она находит четкое вещественное выражение. Объем эозойских комплексов не везде определен с должной надежностью, а в ряде случаев их самостоятельность признается не всеми исследователями. Это касается главным образом наслоенных образований, которые нередко считаются диафоритами более древних, собственно архейских пород. Однако геологосъемочные работы последних лет, часто в сочетании со специальными тематическими исследованиями, приводят все большее количество геологов к заключению, что развитые в разных районах диафоритованные архейские породы слагают лишь отдельные блоки (глыбы) среди более поздних, метаморфизованных в амфиболитовой фации суперкрупных толщ, характеризующихся своими особенностями формационного состава, внутренней упорядоченности разрезов, тектонической структуры и другими признаками.

Одним из стратотипов эозоя является становой комплекс Алдано-Витимского щита. Суперкрупные толщи этого комплекса долгое время считались диафоритами архейских образований и только в конце 50-х годов (Дзевановский, Судовиков, 1960; Мошкин,

1961) была окончательно выявлена его стратиграфическая самостоятельность, а несколько позже намечена структурно-фациальная зональность Становой (Джугджуро-Становой) подвижной области (Судовиков и др., 1965).

В формационном отношении становой комплекс наиболее полно изучен в западной части Джугджуро-Становой подвижной области. Здесь установлены три крупные геоструктурные зоны, в пределах которых толщи наслоенных образований построены по-разному (Лысак, 1972). Во внутренней - Амазарской зоне, непосредственно примыкающей с севера к Монголо-Охотскому складчатому поясу, развита формация биотитовых и биотит-роговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов. Основными ее компонентами являются биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы и кристаллосланцы, подчиненное значение имеют гранат-биотитовые гнейсы и диопсидовые породы. В разрезе формации обособляются три части, значительно отличающиеся относительной долей слагающих их пород. Нижняя из них (мощностью около 1300-1400 м) состоит из биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, среди которых встречаются прослои биотитовых кристаллосланцев и гнейсов и редко диопсидовых пород; в средней части (мощностью 1400 м) резко преобладают биотитовые гнейсы, а разновидности более основного состава образуют незначительные по мощности прослои; венчает разрез толща (мощностью более 2000 м) биотит-роговообманковых и биотитовых кристаллосланцев с подчиненными горизонтами биотитовых гнейсов и амфиболитов. В кристаллосланцах иногда сохраняются реликты структур эффузивных пород. Формационным аналогом этих образований в более восточных районах Становика - Джугджуро являются отложения урканской серии (Судовиков и др., 1965).

Вторая (внешняя) - Тунги́ро-Олекминская зона сложена формацией роговообманковых и клинопироксен-роговообманковых гнейсов и кристаллосланцев и согласно залегающей на ней формацией биотитовых и двуслюдяных гнейсов и кварцито-гнейсов. Первая из них (мощностью более 2000 м) состоит из роговообманковых, биотит-роговообманковых и клинопироксен-роговообманковых кристаллосланцев и гнейсов, среди которых встречаются горизонты мраморов, диопсидовых пород, биотитовых гнейсов. Главными членами верхней формации (мощностью более 2200 м) являются биотитовые и двуслюдяные гнейсы и кварцито-гнейсы. В ее разрезе обособляются две части: нижняя (мощностью 500-800 м) состоит из биотитовых, двуслюдяных и биотит-силлиманитовых кварцито-гнейсов, местами кордирит-, гранат- и магнетитсодержащих, в которых залегают редкие прослои кальцифиров, диопсидовых пород, магнетитовых кварцитов; верхняя часть сложена биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами с подчиненными горизонтами двуслюдяных, биотит-силлиманитовых и гранат-биотитовых гнейсов и кварцито-гнейсов, роговообманковых и биотит-роговообманковых кристаллосланцев и диопсидовых пород. В более восточных районах их формационным аналогом является становая серия (Судовиков и др., 1965).

Третья зона располагается в крайне западной части региона, в пределах Могочинско-Муйского поднятия. Наслоенные образования эозоя представлены формацией мраморов (мраморы и кальцифилы с прослоями клинопироксеновых, биотит-клинопироксеновых гнейсов, кристаллосланцев, диопсидовых пород) (мощностью 1500-2000 м) и сменяющей ее вверх по разрезу карбонатно-гнейсовой формацией (мощностью более 2500 м). Нижняя половина последней состоит из биотитовых, роговообманково-биотитовых гнейсов, содержащих прослой мраморов и биотит-роговообманковых кристаллосланцев, верхняя сложена равномерно переслаивающимися биотит-роговообманковыми кристаллосланцами и биотитовыми гнейсами. Все рассмотренные формации повсеместно характеризуются выдержанным метаморфизмом амфиболитовой фации.

Плутонические образования становой комплекса западной части Джугджуро-Становой подвижной области представлены двумя генетически не связанными рядами пород. Более ранний из них образован интрузиями ультраосновного и основного состава (габбро, габбро-диориты, габбро-нориты, перидотиты, горнблендиты, диориты, редко анортозиты) и обнаруживает некоторые черты сходства с габбро-пироксенит-дунитовой формацией (Кузнецов, 1964). Второй ряд составляет обширная серия ультраметаморфогенных гранитоидов. Среди них прежде всего следует отметить широко распространенные средне-, крупнозернистые, часто гнейсовидные биотит-роговообманковые породы, по составу и внешнему облику обычно похожие на диориты и кварцевые диориты, реже - гранодиориты. О происхождении этих пород существуют различные представления (Кирилюк, 1964; Шулдинер, 1969; Лысак, 1972), однако это не мешает единодушному их выделению в качестве весьма своеобразной формации под названием "диоритовидных пород".

Одновременными с формацией "диоритовидных пород" являются плагиоклазовые гранито-гнейсы, масштабы и форма проявления которых еще недостаточно ясны. Они входят в состав мигматитов и образуют самостоятельные, обычно небольшие согласные тела, местоположение которых четко контролируется горизонтами кислых суперкрустальных пород эозоя и отчасти архея.

Значительно распространены средне-, крупнозернистые порфиробластические гранитоиды, по составу близкие к гранодиоритам, граносиенитам, сиенито-диоритам, сиенитам и объединяемые нами в формацию гранодиоритов и граносиенитов. Сложенные ими тела характеризуются полной соподчиненностью элементов внутреннего строения со структурным рисунком суперкрустальных пород эозоя. Пространственное положение и характер соотношений этих гранитоидов с вмещающими породами свидетельствуют о формировании их в основном на месте в результате перерождения эозойских суперкрустальных толщ.

Очень широко распространены и плагиомикроклиновые гранито-гнейсы, также характеризующиеся на огромных площадях отчетливыми признаками автохтонного происхождения.

Для всех упомянутых формаций ультраметаморфогенных гранитоидов характерна приуроченность к площадям развития определенных по составу суперкрустальных формаций, причем это особенно четко проявляется для продуктов начальных стадий ультраметаморфических процессов. Так, формация диоритовидных пород развивается по породам основного состава формации биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллосланцев в Амазарской структурно-фациальной зоне, а также замешает архейские толщи основного состава в пределах выступов дозойского фундамента в Могочинско-Муйском поднятии. Выходы пород формации гранодиоритов и граносиенитов контролируются площадями распространения эозойских толщ повышенной известковистости, развитых в Тунги́ро-Олекминской зоне и Могочинско-Муйском поднятии. Лишь наиболее поздние гранитоиды формации плагиомикроклиновых гранито-гнейсов замешают различные по составу более древние образования и в одинаковой мере характерны для всех структурно-фациальных зон; однако при детальном исследовании и эти гранитоиды обнаруживают минералогические и петрографические признаки, унаследованные от замешенных суперкрустальных формаций.

Тектоническое строение территории, сложенной становым комплексом, характеризуется несколькими структурно-фациальными зонами, в которых развиты те или иные из упомянутых выше суперкрустальных и ультраметаморфических формаций. Тектоническая дифференцированность подчеркивается деталями внутреннего строения каждой из зон. Так, например, для Амазарской зоны типична выдержанность простираний линейных складчатых структур, тогда как Тунги́ро-Олекминская зона характеризуется сочетанием овальных и линейных складок, которые находят отражение в соответствующих структурных направлениях ультраметаморфогенных гранитоидов; в эозойских толщах Могочинско-Муйского поднятия особенно часто отмечаются брахиальные складки с падением слоев в крыльях от  $10$  до  $30^\circ$ , редко до  $45^\circ$ .

Относительное возрастное положение станового комплекса устанавливается достаточно надежно. Более молодой его возраст по сравнению с архейскими образованиями алданского и могочинского комплексов, серией Зверева и другими подтверждается структурными соотношениями и проявлением ретроградных метаморфических явлений в собственно архейских породах, изофациальных прогрессивному метаморфизму становых пород (Судовиков и др., 1965; Шульдинер, 1969). В то же время он древнее нижнепротерозойских отложений желтулакской (Судовиков и др., 1965) и субганской (Миронюк, 1966) серий.

К сожалению, эти геологические данные о возрасте станового комплекса еще не подтверждены достоверными изотопными датировками. Имеющиеся значения радиогенного возраста являются значительно "омоложенными", показывающими время проявления более поздних наложенных термальных процессов.

В Енисейском краевом поднятии Сибирской платформы к эозою достаточно уверенно может быть отнесена енисейская серия биотито-

вых, биотит-гранатовых и амфиболовых гнейсов с подчиненными прослоями кварцитов, слюдястых сланцев и амфиболитов. Вместе с гранитоидами, находящимися с ней в тесных взаимосвязях, она составляет хорошо обособляющийся комплекс пород, занимающий промежуточное положение между архейским канским комплексом и тейской серией нижнего протерозоя (Кузнецов, 1963; Жамойда, 1968; Салоп, 1973).

Эозой, вероятно, имеется и в Байкальской складчатой области, хотя отнести выделяемые здесь подразделения в полном объеме к эозою представляется далеко не простым делом. Наличие в составе чуйской (Мануйлова, 1973) и муйской (Салоп, 1964) серий интенсивно мигматизированных биотитовых гнейсов и кристаллосланцев амфиболитовой фации, выходы которых рассматриваются как участки более метаморфизованных протерозойских пород, в этом отношении заслуживает особенно пристального внимания.

По-видимому, эозойскими являются многие древние серии докембрия в складчатом обрамлении Сибирской платформы. В региональных стратиграфических схемах они обычно занимают неопределенное положение. В качестве примера можно назвать развитую в западной и центральной частях Восточного Саяна бирюсинскую серию, которая одними исследователями относится к архею, а другими — к нижнему протерозою (Жамойда, 1968; Салоп, 1973). Она сложена главным образом биотитовыми (иногда гранатсодержащими) и роговообманковыми гнейсами и кристаллосланцами с мраморами и кальцифирами в средней части разреза; в формационном отношении серия обнаруживает большое сходство с эозойскими отложениями станового комплекса.

Подобное же стратиграфическое положение, по-видимому, занимает в юго-западном Прибайкалье слюдянская серия, а также, возможно, хангарульская толща (серия), сложенная биотитовыми, гранат-биотитовыми и высокоглиноземными гнейсами с прослоями роговообманковых и двуслюдяных гнейсов, иногда мраморов.

Становой комплекс как наиболее полно изученный стратотип эозоя Сибири достаточно уверенно параллелизуется с занимающими подобное хроностратиграфическое положение образованиями Русской платформы, в частности с тикичским комплексом, развитым в центральной части Украинского щита. Он располагается между архейским побужским комплексом (Лазько и др., 1970) и нижнепротерозойскими осадочными и джеспилитовыми вулканогенно-осадочными формациями тетеревской и криворожской серий (Бабков и др., 1970). В формационном отношении тикичский комплекс близок становому, а по полноте изученности может считаться стратотипом эозоя Русской платформы. Суперкрупная его часть объединяется в росинско-тикичскую серию (Бабков и др., 1970), представленную двумя формациями, соотношения между которыми пока не совсем ясны. В бассейнах Горного и Гнилого Тикичей распространены толщи биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллосланцев с прослоями амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов, которые по общим особен-

ностям состава и строения аналогичны формации биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов и кристаллосланцев станového комплекса. В бассейне р. Рось развиты породы железорудно-кристалло-сланцево-амфиболитовой формации. Ее разрез начинается толщей (до 900 м) разнообразных по структурно-текстурным особенностям амфиболитов, а завершается пестрой по составу толщей переслаивания железистых кварцитов, роговообманковых и биотит-роговообманковых кристаллосланцев, амфиболитов, кальцифиров и мраморов (мощностью до 900 м).

Подобно станovým суперкрупным породам, отложения тикичского комплекса повсеместно и равномерно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Примечательно, что в амфиболитах и кристаллических сланцах иногда встречаются реликты структур эффузивных пород. Это служит надежным подтверждением прогрессивного характера метаморфизма рассматриваемых отложений.

Очень широко распространены относящиеся к тикичскому комплексу плутонические образования. Они, как и в станovém комплексе, представлены двумя генетически разными рядами пород: к первому относятся интрузивы ультраосновного и основного состава, встречающиеся в виде небольших согласных и "полусогласных" залежей, второй составляют ультраметаморфогенные гранитоиды, представленные формацией диоритовидных пород и формацией плагиомикроклиновых гранито-гнейсов. По сравнению с аналогичными образованиями станového комплекса в ряду диоритовидных пород несколько больше распространены разновидности гранодиоритового состава, а в гранитоидном ряду значительную роль играют плагиогранито-гнейсы.

На Украинском шите эозойские образования широко распространены, по-видимому; также в Среднем Приднепровье. Здесь они слагают фундамент нижнепротерозойских джеспилитовых вулканогенно-осадочных формаций, выполняющих синклиналиевые зоны Большого Кривого Рога. (Половинкина, Наливкина, 1959; Лазько, Сиворонов, 1966). Наиболее полно эозойские породы изучены в бассейне р. Базавлук. Суперкрупная их часть (аульская серия) представлена гнейсово-амфиболитовой формацией, равномерно метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации. Главными ее компонентами являются биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы, иногда карбонатсодержащие, биотит-роговообманковые кристаллосланцы и амфиболиты, часто гранатсодержащие. Формация характеризуется отчетливо выраженным ритмичным строением, а в целом представляет собой крупный трехчленный макроритм, в котором отмечается общее закономерное увеличение все более бедных кремнекислотой пород вверх по стратиграфической вертикали. Нижняя ее часть (мощностью 1400 м) сложена гнейсами и кристаллическими сланцами с резко подчиненными прослоями амфиболитов; средняя (мощностью 1500 м) представляет собой ритмичное чередование кристаллических сланцев и амфиболитов, совместно с которыми в качестве нижнего компонента более мелких (второго и третьего порядков) ритмов иногда встречаются гнейсы; верхняя часть (мощностью 1500 м) почти полностью состоит из

амфиболитов. Обширные территории в Среднем Приднепровье занимают тесно связанные с рассмотренными суперкрустальными образованиями ультраметаморфогенные гранитоиды формации плагиомикроклиновых гранито-гнейсов.

Радиометрические определения времени метаморфизма и ультраметаморфизма эозойских пород Украинского щита, полученные калий-аргоновым и свинцовым методами, позволяют довольно уверенно датировать их проявление в интервале 2700–3100 млн. лет (Шербак и др., 1970).

Многие другие нижнедокембрийские комплексы обнаруживают особенности строения, состава и стратиграфического положения, подобные описанным образованиям эозоя. Особый интерес в этом отношении представляет беломорский комплекс (Шуркин и др., 1962) Балтийского щита. Приведенные в многочисленных публикациях геологические и геохронологические материалы позволяют с большой определенностью относить к эозою гранитоидные образования комплекса, время формирования которых оценивается интервалом 2600–2800 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1972). Этому этапу соответствует и проявление метаморфизма амфиболитовой фации в суперкрустальных породах комплекса, которые большинство исследователей в настоящее время склонно рассматривать как диафторированные породы архея гранулитовой фации (Глебовицкий и др., 1971; Лобач-Жученко и др., 1972). Особо обращает на себя внимание то обстоятельство, что многокилометровая толща беломорской серии, превосходное обобщенное описание которой дано в работе К.А. Шуркина и других (1962), весьма однообразна в формационном отношении. Большая по мощности (5–8 км) ее верхняя часть (лоухская, чунинская, князегубская, кайтатундровская, кандская и енская свиты) по всему разрезу представлена однообразными породами, и выделенные свиты отличаются в основном лишь различиями в количественных соотношениях пород. Эти особенности беломорской серии сближают ее с эозойскими комплексами Алдано-Витимского и Украинского щитов. Заслуживает особенно пристального внимания геологическая позиция пород с реликтами гранулитовой фации, встреченных в ряде мест Беломорского блока и служащих одним из главных доводов в пользу диафторитовой природы большей части пород беломорской серии. Представляется, однако, что породы гранулитовой фации не только образуют "гранулитовый массив", но и могут слагать сравнительно небольшие приподнятые блоки (глыбы) фундамента беломорид.

Из докембрийских образований фундамента Русской платформы эозойскими, вероятно, являются также метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации отложения обоянской серии (биотитовые, гранат-биотитовые, роговообманково-биотитовые, двуслюдяные гнейсы и кристаллосланцы с подчиненными прослоями амфиболитов) совместно с гранитоидами салтыковского типа, развитыми в районе Курской магнитной аномалии. Подобно эозойским образованиям Украинского щита, они перекрываются нижнепротерозойскими джеспилитовыми вулканогенно-осадочными толщами, объединяющимися здесь в михай-

ловскую и курскую серии (Полищук, 1970). В соответствии с геологическими данными находятся и реликтовые датировки (до 2800 млн. лет) изотопного возраста пород (Салоп, 1973).

В пределах Уральской складчатой системы к эозою может быть отнесен тараташский комплекс, во всяком случае его верхняя часть, изотопный возраст которой 2700–2800 млн. лет (Овчинников и др., 1964).

Эозойские образования, по-видимому, входят также в состав докембрия, известного в пределах мезозойских и альпийских складчатых сооружений. Однако их выделение связано с большими трудностями, так как обычно отсутствуют данные об относительном возрастном положении, а изотопный возраст показывает лишь этапы "омоложения" пород. Так, например, горанская и шахдаринская серии Юго-Западного Памира (Хорева, Блюман, 1974) по общим особенностям состава и строения напоминают эозойские комплексы, имеют изотопный возраст 2600–2700 млн. лет и поэтому, вероятно, синхронны им.

Анализ материалов по эозойским комплексам выявляет значительное своеобразие этой возрастной группы и существенные отличия ее от упоминавшихся выше архейских комплексов по ряду признаков. Основные особенности группы сводятся к следующему: 1) эозойские отложения повсеместно претерпели равномерно проявленный региональный метаморфизм и ультраметаморфизм в условиях амфиболитовой фации, тогда как метаморфизм архейских отложений обычно достигал уровня гранулитовой фации, 2) эозойские серии отличаются резко ограниченным вертикальным набором формаций (обычно 2–3), относительно однообразным составом пород и общей мощностью до 5–6 км; архейские суперкрупные толщи, как правило, имеют заметно большие мощности (10 км и более), характеризуются значительным большим вертикальным набором формаций (обычно 5–8) и пестротой петрографических типов пород, 3) суперкрупным формациям эозоя присуще резкое непостоянство в разных частях разрезов количественных соотношений между составляющими их породами, причем нередко оно выражается в закономерном, направленном увеличении или уменьшении роли отдельных породных компонентов по стратиграфической вертикали; архейские суперкрупные формации обычно отличаются большим однообразием характера переслаивания пород и их количественных соотношений на всю мощность разреза, 4) для архейских суперкрупных формаций весьма характерны выделяющиеся контрастностью состава и прослеживающиеся на большие расстояния маркирующие горизонты, благодаря которым нередко удается использовать для целей картирования более дробные, чем формация, подразделения; в эозойских суперкрупных толщах подобные горизонты практически отсутствуют, 5) эозойские подвижные области характеризуются чрезвычайно широким проявлением ультраметаморфических процессов, предопределивших становление огромных масс гранитоидов, среди которых суперкрупные породы сохранились лишь в виде относительно небольших "ксенолитов";

значительные участки архейских комплексов иногда целиком состоят из суперкрупных формаций, 6) эозойским подвижным областям присуща отчетливая тектоническая дифференциация, подчеркиваемая различным набором формаций на стадии прогибания и разным характером тектонических структур; тектоническая дифференцированность архейских бассейнов осадконакопления достоверно не установлена, 7) образование месторождений разнообразных полезных ископаемых в архее определяется главным образом металлогенической специализацией суперкрупных формаций, тогда как в оруденении эозойского возраста, по-видимому, уже значительную роль играли также магматические процессы.

## ABSTRACT

There are two age groups of highmetamorphic of Lower Precambrian in the USSR – Archean and Eozoic. The younger Eozoic group has same features alike with the Archean. At the same time Eozoic complexes differ from the Archean ones in many respects, as follows: composition and structure of supercrust and ultrametamorphic formations, tectonic structures, metamorphism, magmatism, metallogeny peculiarities and others.

In the USSR stratotypical Eozoic complexes are the Stanovoy (the Siberian Platform) and the Tikitch (the Russian Platform). Description of these complexes and their correlation with the alike formations in other regions is given.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бабков Ю.Б., Булаевский Д.С., Зайцев А.А. и др. 1970. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. – Геол. журн., т. 30, № 4.
- Борукаев Ч.Г., Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. 1969. Принципы тектонического районирования докембрия. Тектоническое расчленение докембрийских толщ, ст. 1. – Геол. и геоф., № 1.
- Ветлужских В.Г., Кудрявцев В.А., Соколов Н.А. 1966. Стратиграфия архея верхнего течения р. Тимптон. – В кн. "Геология и петрография докембрия Алданского щита". М., "Наука".
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И. и др. 1971. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. – В кн. "Метаморфические пояса СССР". Л., "Наука".
- Дзевановский Ю.К., Лазько Е.М. 1956. Стратиграфия архея Алданского щита. – Геол. сборник Львовск. геол. о-ва, № 2-3.
- Дзевановский Ю.К., Судовиков Н.Г. 1960. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. – В сб. "Международ. геол. конгр., XXI сессия, докл. сов. геологов", проблема 9. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Жамойда А.И. 1968. Геологическое строение СССР. Стратиграфия, т. I. М., "Недра".

- Кац А.Г. 1962. Новые данные по стратиграфии архея южного обрамления Алданского шита. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., т. 34(5).
- Кирилук В.П. 1964. Докембрийские образования юго-западной окраины Алдано-Витимского шита. — Вестн. Львовск. ун-та, серия геол., вып. 2.
- Кузнецов Ю.А. 1963. Енисейский кряж. — В кн. "Стратиграфия СССР. Нижний докембрий". М., Госнаучтехиздат.
- Кузнецов Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., "Недра".
- Лазько Е.М. 1961. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. — Изв. ВУЗОВ, геология и разведка, № 11.
- Лазько Е.М. 1971. Основы региональной геологии СССР, т. III. М., "Недра".
- Лазько Е.М., Кирилук В.П., Лысак А.М. и др. 1972. Формационные особенности и возрастное расчленение высокометаморфизованного нижнего докембрия. — В сб. "Междунар. геол. конгресс. XXIV сессия, докл. сов. геологов", проблема 1, Л., "Наука".
- Лазько Е.М., Кирилук В.П., Сиворонов А.А. и др. 1970. Архейские суперкратальные формации юго-западной части Украинского шита. — Докл. АН СССР, т. 194, № 6.
- Лазько Е.М., Сиворонов А.А. 1966. Об особенностях развития средней части Украинского шита в раннем докембрии. — Геол. сборник Львовск. геол. о-ва, № 10.
- Лобач-Жученко С.Б., Кратц К.О., Герлинг Э.А. и др. 1972. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского шита. Л., "Наука".
- Лысак А.М. 1972. О тектоническом районировании западной части Алдано-Витимского шита. — В кн. "Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья". Чита.
- Мануйлова М.М. 1973. Байкальская горная область. — В кн. "Геохронология СССР. Т. I. Докембрий". Л., "Недра".
- Миронюк Е.П. 1966. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского шита и соотношение Олёкминской серии и Станового комплекса. — В кн. "Геология и петрология докембрия Алданского шита". М., "Наука".
- Мошкин В.Н. 1961. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура. — Докембрий Дальнего Востока. — Труды ВСЕГЕИ, вып. 59.
- Налетов П.И. 1961. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат.
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А. 1964. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. — В сб. "Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, докл. сов. геологов", проблема 3, М., "Наука".
- Полищук В.Д. 1970. Стратиграфия докембрийских образований. — В кн. "Геология, гидрогеология и полезные руды Курской магнитной аномалии", т. I. М., "Недра".
- Половинкина И.Ю., Наливкина Э.Б. 1959. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднестровья. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 26.
- Полуновский Р.М. 1969. Характеристика разреза гнейсовой серии Центрального Приазовья и вопросы ее стратиграфии. — Докл. АН СССР, т. 187, № 6.
- Рабкин М.И., Лопатин Б.Г. 1966. Метаморфические и магматические формации Анабарского шита. — В кн. "Магматические и метаморфические образования Сибири". М., "Недра".
- Салоп Л.И. 1964. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. Т. I. М., "Недра".

- Салоп Л.И. 1968. Докембрий СССР. — В сб. "Международ. геол. конгресс, XXIII сессия, докл. сов. геологов", проблема 4. М., "Наука".
- Салоп Л.И. 1973. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра".
- Семенов Н.П. 1959. Геохронология докембрия в абсолютном летоисчислении. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. 1965. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М., "Наука".
- Хорева Б.Я., Блюман Б.А. 1974. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л., "Недра".
- Шульдинер В.И. 1969. Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. М., "Наука".
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Солые М.Е. и др. 1962. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. — Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 14.
- Шербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Елисеев Г.Д. и др. 1970. Геохронология докембрия Украинского щита. — В кн. "Геохронология докембрия". М.

Н. П. СЕМЕНЕНКО, Н. П. ЩЕРБАК, В. Д. ЛАДИЕВА,  
В. Л. БОЙКО, В. И. ОРСА

## СОСТАВ КОРЫ В ПЕРВОМ МЕГАЦИКЛЕ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Наиболее древние ярусы земной коры, формирование которых происходило в период складчатых процессов и магматизма первого докембрийского мегацикла (3500–2700 млн. лет), образуют в центральной части Украинского щита ряд складчатых сооружений. Толщи пород, слагающие эти сооружения на Украинском щите, так же как их аналоги в других древних щитах земного шара, располагаются в виде отдельных региональных зон и блоков среди пород более молодых складчатых ярусов второго и третьего докембрийских мегациклов (1700–2700 млн. лет).

В структурном отношении территория распространения пород первого докембрийского мегацикла была геосинклиналью, от которой сейчас сохранились синклиналильные и антиклиналильные структуры второго и более высоких порядков. Геолого-геохронологические исследования позволяют отнести к ним Конкско-Белозерскую синклиналильную зону и отдельные участки синклиналильных структур в Базавлукской зоне (Софиевский район среднего течения р. Базавлук) и в южном окончании Криворожско-Кременчугской зоны (Архангельский и Николаевский участки). Древнейшие гранитоидные формации образуют Днепровскую и Демуриинскую — Кудашевско-Софиевскую зоны, а также Саксаганский антиклиналильный блок (рис. 1).

Конкско-Белозерский синклиналирий сложен типичными осадочно-вулканогенными формациями, образовавшимися в период становления

подвижной Конкско-Белозерской геосинклинальной зоны. Эти формации принадлежат к древнейшим докембрийским образованиям, возникшим в наиболее ранние этапы формирования докембрия с возрастом 3,0-3,5 млрд. лет и омоложенным в более поздние эпохи. Синклинорий представляет приподнятый бок земной коры с неглубоким (по сейсмическим данным, 6-8 км) залеганием базальтового слоя (рис.2) и ступенчатым погружением поверхности кристаллических пород под наносы осадочных пород на севере и юге. Мощность земной коры здесь равна примерно 4-4,5 км.

В состав синклинория входит ряд крупнейших складок второго порядка, расположенных с юга на север в такой последовательности: Белозерская, Конкская, Славгородская и Дерезоватская.

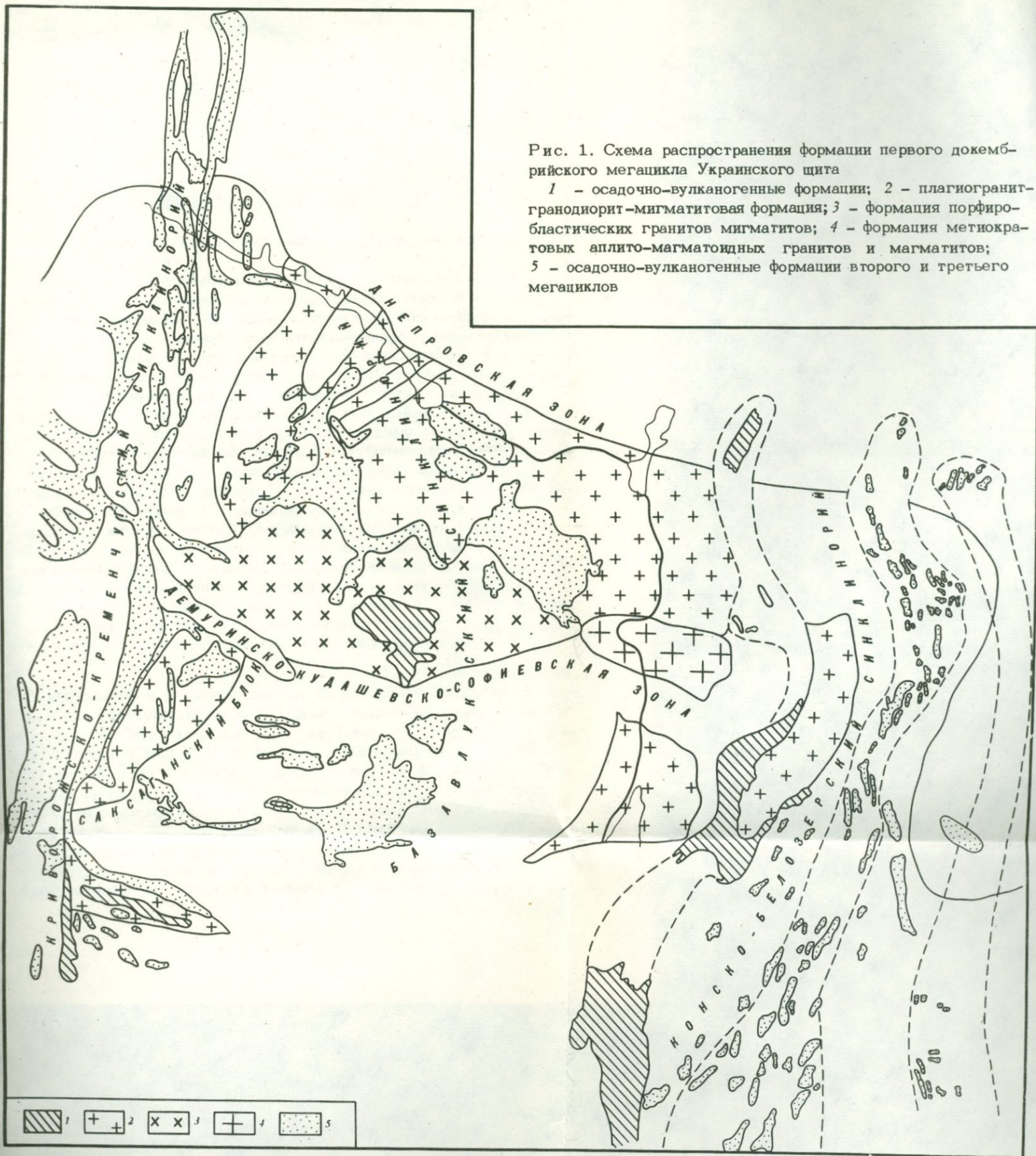
По литолого-минеральному составу и условиям формирования метаморфических пород в Конкско-Белозерском синклинории выделяются различные типы осадочных и вулканогенных формаций. В процессе формирования этого синклинория возник ряд генетических ассоциаций осадочно-вулканогенных пород, выделенных в формации: metabазитовую, кератофиро-туфопесчано-сланцевую, джеспилитовую и ультрабазитовую (интрузивную). Метабазитовая формация сложена мощными толщами вулканогенных пород преимущественно основного состава типа спилитовых и базальтовых лав, представленных аподиабазами, апоспилитами, амфиболитами, зелеными сланцами с реликтами диабазовых структур, зеленокаменными роговиками (метабазитовыми гелефлинтами) и продуктами метаморфизма туфов и туфобрекчий.

Образование метабазитовой формации связано с начальными этапами развития подвижной геосинклинальной зоны, характеризующимися возникновением разломов, излиянием лав основного состава и отложением их туфов. Вулканогенные породы основного состава чередуются с пластами хемогенных железисто-кремнистых отложений и продуктами излияний лав ультраосновного, среднего и кислого состава. По сочетанию разновидностей пород, характеру исходного материала и положению в разрезе среди метабазитовой формации синклинория выделяются подформации, соответствующие определенным этапам формирования геосинклинали, связанным с периодами вулканизма и осадконакопления: 1) собственно метабазитовая и ультрабазито-метабазитовая, 2) железисто-кремнисто-метабазитовая, 3) метабазито-андезито-порфирито-зеленосланцевая. Породы метабазитовой формации, по петрохимической классификации Н.П. Семененко, относятся преимущественно к щелочноземельным глиноземистым основным породам орторяда, характеризующимся высоким содержанием кремнезема, глинозема, магнезия, железа и кальция. По соотношению магнезия и железа различаются породы с преобладанием железа над магнезией, с равным количеством железа и магнезия и породы с преобладанием магнезия над железом с формулой  $Mg > Fe > Ca > Al$ .

Распространение метабазитовой формации, относимой к первому мегациклу, кроме Конкско-Белозерского синклинория установлено также в среднем течении р. Базавлук - Софиевский район и юг Криворожско-Кременчугского синклинория.

Рис. 1. Схема распространения формации первого докембрийского мегацикла Украинского щита

1 - осадочно-вулканогенные формации; 2 - плагиигранит-гранодиорит-мигматитовая формация; 3 - формация порфиробластических гранитов мигматитов; 4 - формация метакратовых аплитов-магматоподобных гранитов и магматитов; 5 - осадочно-вулканогенные формации второго и третьего мегациклов



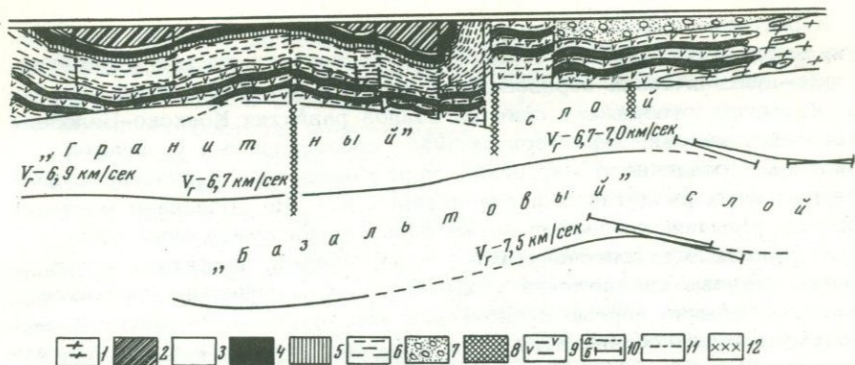


Рис. 2. Схематический продольный сейсмогеологический разрез Белозерского района

1 - граниты и мигматиты; 2 - ультрабазиты; 3-6 - верхняя железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая серия: 3 - сланцы кварцево-хлоритовые, кварцево-хлорито-стильпномелановые, кварцево-хлоритовые с магнетитом, магнетито-карбонатно-стильпномелановые роговики с прослоями кварцевых кератофиров, 4 - роговики карбонатно-кварцево-магнетитовые, магнетитовые, хлорито-магнетито-кварцево-карбонатные и хлорито-магнетито-кварцевые с биотитом, 5 - сланцы кварцево-хлоритовые, кварцево-серпичито-хлоритовые с прослоями малорудных и нерудных хлорито-карбонатно-магнетито-кварцевых роговиков, 6 - туфопесчаники, туфосланцы, туффиты, метапесчаники, кварцевые кератофиров, апокератофиров, кварцево-серпичитовые сланцы; 7-9 - нижняя железисто-кремнисто-метабазитовая серия; 7 - зеленые сланцы, апопорфиты, альбитофиты, 8 - роговики магнетито-грюнерито-кварцевые, магнетито-аподиабазы, сланцы, 9 - апоспилиты, аподиабазы, измененные амфиболиты, биотито-роговообманковые сланцы, плагиоклазо-амфиболовые сланцы, очковые сланцы; 10 - границы: а - преломляющие, б - отражающие площадки по сейсмическим данным; 11 - разломы по сейсмическим данным; 12 - тектонические нарушения

Джеспилитовая формация состоит из железисто-кремнистых пород, ритмически переслаивающихся с алюмосиликатными осадочными породами, с подчиненными пластами эффузивов кислого и реже основного состава. Количество железистых компонентов резко преобладает над магнием и кальцием. Джеспилитовая формация составляет верхние части геологического разреза синклинария, имеет выдержанное простирание на 30 км и более (Белозерский район) при мощности 200-500 м и реже больше. Породы джеспилитовой формации характеризуются высоким содержанием железа в окисной и закисной форме, а также кремнезема. Второстепенными примесями являются магний, глинозем и кальций с формулой  $Fe \gg Mg \gg Ca \gg Al$ .

Кератофиро-туфопесчано-сланцевая формация представляет сложную толщу переслаивания терригенных песчано-глинистых отложений и туфо-вулканических образований кислого и реже основного состава. Формация отображает один из этапов развития Конкско-Белозерского синклинория, характеризующийся своеобразными условиями накопления осадочного материала, чередовавшегося с пульсирующими извержениями риолитовых и андезитовых лав. Не последнее место в составе формации занимают также образования смешанного типа, представленные туфопесчаниками, туфосланцами, туффитами и т.д. Количественные соотношения осадочных и вулканических продуктов различны, обычно первые преобладают над вторыми. По петрохимическому составу образования этой формации относятся к группе алюмосиликатных пород с содержанием  $\text{SiO}_2$  60-70% и местами в кремнистых разностях, достигающим 90-97%, глинозема 10-25%.

Ультрабазитовая формация имеет сравнительно небольшое распространение и локальное проявление в виде межпластовых залежей серпентинизированных перидотитов и пироксенитов, талько-магнезитов, талько-серпентино-магнезитов. Для пород ультрабазитовой формации характерно высокое содержание магния - 21-38%. Количество кремнезема колеблется от 30-41 до 45-80% в глиноземистых разностях. Металлоносность формации характеризуется повышенными концентрациями хрома, никеля, кобальта и платины.

В геологическом развитии синклинория четко выделяются два основных крупных этапа - макроритма, обусловивших формирование двух огромных толщ пород, объединенных в серии, внутри которых установлено несколько периодов - более мелких ритмов. Накопление исходного материала проходило в условиях подводного осадочно-вулканогенного осадкообразования, когда среда в геосинклинальном бассейне изменялась в различные периоды и была то окислительной, то восстановительной.

В истории формирования вулканогенных толщ общая схема вулканизма выражается в закономерной смене периодов эффузивных излияний определенного состава; дифференциация магм проходила в основном от основных через средние к кислым. В начале развития подвижной геосинклинальной зоны, в эпоху ее погружения, длительное время проходила интенсивная подводная вулканическая деятельность, проявившаяся в мощных излияниях лав основного типа базальтов и спилитов.

В этом начальном этапе - макроритме - можно выделить три ритма основного вулканизма. В первом ритме происходят излияния основных лав, отчасти сменяемые маломощными эффузиями ультраосновного - пикритового состава. Кроме излияний лав происходило внедрение межпластовых интрузий ультрабазитов, давших впоследствии небольшие залежи серпентинизированных перидотитов и талько-магнезитов. Второй ритм проявлен несколькими подритмами подводной фумарольной гидротермальной деятельности, чередовавшейся с излияниями основных и реже ультраосновных лав. Вулканическая деятельность на этом этапе была пульсирующей, с перерывами. Эти подритмы выразились в нескольких периодах излияний лав и накоп-

ления хемогенных железисто-кремнистых осадков. Третий ритм знаменуется излияниями преимущественно средних и кислых лав типа андезит-риолитов и образованием их туфов, в меньшей степени — лав основного состава, чередующихся с маломощными осадочными образованиями. Масштабы этого вулканизма, по-видимому, были велики, о чем свидетельствуют мощные (не менее 2000 м) покровы и потоки, а также вулканы центрального типа.

Следующий этап — макроритм в общем процессе формирования геосинклинальных осадков характеризуется преобладанием восходящих движений над нисходящими, процессов седиментации над вулканизмом. Для этого этапа характерен длительный цикл накопления мощных толщ кластических и пирокластических осадков, а также вулканогенных продуктов средних и кислых лав. Мощная толща (2–3 км), состоящая из переслаивания кластических, пирокластических осадков и вулканогенов, в процессе метаморфизма преобразована в различные породы.

Большое разнообразие исходного материала обусловлено частыми колебаниями подвижной зоны; связанное с ними неустойчивое положение береговой линии вызвало плохую отсортированность поступающего осадочного материала. Наряду с грубообломочными псаммитовыми осадками наблюдается псефитовый либо алевритовый, часто смешанный материал.

Во второй половине данного макроритма восходящие движения постепенно сменяются нисходящими и происходит постепенное погружение дна бассейна. Этот период знаменуется накоплением коллоидных железисто-кремнистых осадков в результате гидротермальной подводной fumarольной деятельности, обусловившей поступление значительных количеств Fe и Si, впоследствии давших большие запасы железных руд. Вулканическая деятельность продолжалась и в это время в виде излияний эффузивов кислого и реже основного состава, однако она имела местный характер.

Тонкое чередование осадков различного состава в этой толще свидетельствует о четкой ритмичности осадконакопления, обусловленной частыми дифференцированными колебательными движениями дна бассейна. Последующая история развития Конкско-Белозерской подвижной зоны связана с тектоническим формированием синклинория.

Анализ процессов гранитообразования первого докембрийского мегацикла позволяет среди его продуктов выделить три формации: 1) плагиигранит-гранодиорит-мигматитовую, 2) порфиробластических гранитов и мигматитов, 3) лейкократовых аплитов-пегматоидных гранитов. Образование формаций этих гранитоидов было связано с разными этапами геолого-тектонического развития, что обусловило существенные различия в их геологическом строении, вещественном составе и геохимической специализации.

Наиболее распространенная плагиигранит-гранодиорит-мигматитовая формация объединяет гранитоиды петрографически пестрого состава, среди которых преобладают преимущественно плагииоклазовые разновидности, нередко повышенной основности. Характерной их особен-

ностью является теснейшая связь с вмещающими метаморфическими породами, с которыми они нередко связаны через зоны мигматитов взаимопереходами. Описываемые гранитоиды образуют значительные по размерам "массивы", представляющие собой неопределенной формы поля, сложенные как однородными гранитами, так и соответствующего состава мигматитами с многочисленными останцами гнейсов и амфиболитов. Гранитоиды залегают в виде конформных, согласных со складчатыми структурами тел, что свидетельствует об их синскладчатом происхождении. Почти повсеместно они рассекаются более молодыми жилообразными телами аллито-пегматоидных гранитов, пегматитов и дайками диабазов.

По особенностям минерального состава гранитоиды формации можно разделить на две группы. Первая включает различные плагиограниты и плагиоаллиты, практически не содержащие роговой обманки, вторая группа – существенно роговообманковые гранитоиды, петрографически представленные диоритами, лейкодиоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами. Обе группы локализуются раздельно, но для каждой из них характерны широкие вариации составов даже в пределах мелких по размерам тел. Главную роль в составе плагиогранитов играют плагиоклаз (олигоклаз-андезин), кварц, биотит, а в более основных разновидностях – и роговая обманка. Характерными акцессорными минералами являются апатит, сфен, циркон. Реже встречаются монацит, ильменит, молибденит.

Химический состав гранитоидов формации варьирует в довольно широких пределах. В плагиогранитах количество  $\text{SiO}_2$  изменяется от 65 до 72%,  $\text{Na}_2\text{O}$  – от 2,30 до 5,50%,  $\text{K}_2\text{O}$  – от 0,88 до 2%, в роговообманковых гранитоидах содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется от 57 до 65%,  $\text{Na}_2\text{O}$  содержится в среднем в количестве 3,60%,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1,25%. В то же время эти гранитоиды, вне зависимости от их петрографического состава, обладают и рядом общих петрохимических особенностей. Так, для них характерно преобладание Na над K, пересыщенность  $\text{SiO}_2$ , повышенное содержание Ca. Все они характеризуются высокими значениями известково-щелочного индекса и, по классификации Н.П. Семененко, относятся к известково-щелочному ряду.

Геохимическая специализация гранитоидов плагиогранит-гранодиоритовой формации предопределилась особенностью петрогенезиса слагающих ее пород, образовавшихся в результате гранитизации вулканогенно-осадочного субстрата. Почти всегда удается установить геохимические связи между исходным субстратом и заместившей его гранитной породой. Кроме унаследованных от субстрата примесных элементов Cr, Ni, Co, Cu, Sc и других в гранитах обнаруживаются также элементы, по всей вероятности, ювенильного происхождения – Pb, Sn, Tl, Zr.

Для пород формации характерно повышенное содержание никеля и кобальта. Содержание этих элементов, особенно в породах, обогащенных роговой обманкой, обычно в несколько раз превышает кларковое значение. В наиболее основных гранитоидах в количествах

несколько выше кларка содержатся также ванадий, медь и стронций. Отличительной особенностью гранитов описываемой формации является их обедненность радиоактивными элементами.

Своеобразную гранитоидную формацию представляют порфиробластические серые и розово-серые плагиоклаз-микроклиновые, микроклин-плагиоклазовые и существенно плагиоклазовые граниты и мигматиты, образующие Демурино-Кудашевско-Софиевскую антиклинальную зону.

Наиболее хорошо гранитоиды этой формации изучены в западной части зоны, где выделяется Демуриная антиклиналь. Здесь преобладающая часть биотитовых гранитоидов представлена довольно однородной породой с крупными порфиробластами полевого шпата. Скопления порфиробластов нередко образуют постепенные переходы в пегматитовые шлиры. Часто наблюдаются переходы от порфиридных гранитов до равномерно-зернистых гранитов. Среди гранитоидов встречаются секущие дайки диабазы, шлиры плагиоклаз-роговообманковых метасоматитов, ксенолиты амфиболитов и гнейсов, жилки кварца, эпидота и карбоната.

Среднее содержание  $\text{SiO}_2$  в этих гранитах составляет почти 68,5%, содержание калия и натрия почти одинаково (соответственно 3,53 и 3,85%).

При образовании порфиробластов существенную роль играли процессы метасоматической микроклинизации, изотопный возраст которой, определенный по ортиту, составляет 2900–3000 млн. лет. К геохимическим особенностям этих гранитов следует отнести более высокое, чем у плагиогранитов, содержание ванадия и свинца и более низкое содержание цинка и меди. Другие микроэлементы находятся в близких или равных количествах.

К древней формации лейкократовых аплито-пегматоидных гранитов относится часть пород подобного типа, развитых в пределах шита. Существование аплито-пегматоидных гранитов первого докембрийского мегацикла было обосновано радиологически при изучении гранитов в районе субширотной излучины Днепра севернее г. Запорожья. Эти граниты залегают в основном в виде живообразных тел различной мощности, рассекающих породы гнейсово-мигматитовой толщи. Морфология тел гранитов сложная и довольно неопределенная. Наряду с выдержанными по мощности согласными и секущими жилами широко развиты шширообразные тела, нередко самой причудливой формы.

Особенности геологического положения формации аплито-пегматоидных гранитов свидетельствуют о том, что их образование было связано с наиболее поздними этапами тектоно-магматического цикла. Для этих гранитов характерна структурно-текстурная неоднородность. Сложены они полевым шпатом, кварцем с очень небольшим количеством биотита. Полевой шпат представлен кислым плагиоклазом и микроклином, количественные соотношения между которыми варьируют в очень широких пределах. Наиболее распространенными аксессуарными минералами являются магнетит, ортит, в небольших количествах присутствуют циркон, апатит.

Средние химические составы осадочно-вулканогенных и гранитоидных формаций первого докембрийского мегацикла Украинского щита

Окислы	Осадочно-вулканогенные формации	Плагиигранит-гранодиорит-мигматитовая формация	Порфиробластическая плагиоклаз-микроклиновая формация	Формация аплитоидных гранитов
SiO <sub>2</sub>	58,43	67,84	68,5	74,25
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,32	0,37	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	15,59	14,93	13,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,20	1,47	1,20	0,60
FeO	7,33	2,11	2,91	0,92
MnO	0,13	0,03	0,04	0,04
MgO	4,11	1,77	1,26	0,52
CaO	4,00	3,82	2,56	1,64
Na <sub>2</sub> O	2,47	4,38	3,53	3,90
K <sub>2</sub> O	1,51	1,45	3,85	4,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,18	0,10	0,15
CO <sub>2</sub>	1,34	0,11	0,23	-
П.п.п	2,12	0,63	0,89	0,40

Граниты этого типа характеризуются высоким содержанием SiO<sub>2</sub> и щелочей и низким Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, CaO и MgO. В соотношении щелочей наблюдается преобладание то K<sub>2</sub>O, то Na<sub>2</sub>O, что отражает отмеченную особенность в резком колебании содержания кислого плагиоклаза и микроклина. Почти всегда они перенасыщены глиноземом.

Образование аплито-пегматоидных гранитов связано с фракционным выплавлением гранитных эвтектик и отщеплением субщелочных растворов, обусловивших интенсивную послемагматическую микроклинизацию. Для указанных процессов весьма характерна очистка расплавов от второстепенных компонентов, и особенно тех, которые кристаллохимически являются чуждыми для образующихся минералов. Поэтому выносу подвергались прежде всего элементы группы железа, содержание которых обычно совершенно ничтожно. В незначительных количествах присутствуют цирконий, полиметаллы. Иногда отмечается повышенное содержание редких земель. Характерно высокое содержание бария, стронция.

Для подсчета общего баланса вещества при процессах гранитного замещения прежде всего выполнено вычисление среднего химического состава метаморфических пород Конкско-Белозерского синклиория. На основе большого аналитического материала также вычислены

усредненные составы по зонам развития гранитоидов трех выделенных формаций. Сопоставление среднего состава исходных метаморфических пород со средним составом гранитоидов каждой из формаций показывает (см. таблицу), что процессы гранитизации во всех случаях сопровождались увеличением содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  и уменьшением  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ . Привнос кремнезема при образовании гранитоидов плагиогранит-гранодиорит-мигматитовой формации и формации порфиробластических гранитов составляет примерно 10%, при образовании лейкократовых гранитов - около 16%. Наиболее значительный привнос  $\text{Na}_2\text{O}$  характерен для гранитоидов существенно плагиоклазового состава. В то же время при их формировании отсутствовал привнос калия, среднее содержание которого в гранитах и исходной породе примерно равно. Существенно увеличилось содержание  $\text{K}_2\text{O}$  при образовании порфиробластических и лейкократовых гранитов. Практически без изменения остается содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , что свидетельствует об инертном поведении этого компонента. Количество выносимого железа увеличивается от гранитоидов плагиогранит-гранодиорит-мигматитовой формации (около 6%) до лейкократовых гранитов (9%). Вынос кальция фиксируется только при процессах образования микроклинсодержащих гранитов (см. таблицу).

По геологическим и изотопным данным в пределах области развития древнейших образований установлено не менее трех тектономагматических циклов. С наиболее древним - конкским орогенетическим циклом (3500-3100 млн. лет) связано формирование складчатой структуры, а более поздние формации проявились в таких интервалах времени: 2300-2000 и 2000-1700 млн. лет.

## ABSTRACT

The oldest stages of the crust of the Precambrian megacycle 1 not overprinted by latest events, occurred in the Central Ukraine Schield. They are formed of supracrustal series in sinclinoria and granitoids mainly in intervening anticlinal structures. In the Konksk sinclinorium normal sedimentary-volcanogenic geosyncline associations occur that are characteristic of all following epochs, among them jaspelite formations with persistent iron-chert beds taking part. The existence of aren-argellaceous terrigenous sediments in the Konks points to denudation geochemical environment in Precambrian 1 similar to those in later periods. This gives evidence to the presence of oxygen in the atmosphere at that time.

Three granite formations in the Precambrian 1 megacycle are revealed: plagiogranite-granodiorite-migmatite, porphyroblastic granite-migmatite and leucocratic aplite-pegmatite. The formation of these three granite associations are related to different periods of geological development, thus causing essential differences in their geological structure, compositions and geochemical features. Granitization take place with the injection of  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Na}_2\text{O}$  (plagiogranite-granodiorite-migmatite) and of  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$  (the other associations). Certain amounts of iron, magnesia and calcium were carried out.

# ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

А. Н. КАЗАКОВ

## ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ЦИКЛЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Я. Седергольм в 1932 г. ввел в геологию Балтийского щита представление о геологических циклах как о наиболее крупных докембрийских хронологических единицах. Каждый из них начинался со стадии осадконакопления и заканчивался эпохой диастрофизма, с которой связывалось внедрение больших масс гранитов. В некоторых случаях им предшествовали граниты, интродуцировавшие одновременно с "го-рообразующими движениями".

Складчатость и метаморфизм нижнедокембрийских комплексов в то время были изучены очень слабо, и поэтому в концепции Седергольма они почти не получили отражения. Его последователями предполагалось, что эти процессы происходят синхронно, одноактно в начальную стадию диастрофизма, а каждому комплексу свойственно одно генеральное направление складчатых структур.

Несмотря на схематичность и отсутствие гибкости, эти представления оказались плодотворными и на их основе было произведено стратиграфическое расчленение докембрия Балтийского щита и других регионов. Вместе с тем в последние два-три десятилетия в различных нижнедокембрийских комплексах было установлено неоднократное наложение складчатых деформаций, неоднократное проявление метаморфизма и магматической деятельности. Представление об эпохе диастрофизма взрывного характера ныне уступает место концепции эволюционного развития, которое свойственно всем геологическим процессам, формирующим структуру комплекса, за исключением одноактно проявляющейся стадии осадконакопления.

Специальными структурными методами в нижнедокембрийских комплексах установлена однозначная направленность в изменении морфологии складчатых структур и последовательности образования складчатых форм (Лазарев, 1971; Миллер, 1973; Добержинецкая, 1975а, и др.). Вначале возникают сильно сжатые и изоклинальные, обычно лежащие складки с сильно развитой сланцеватостью, параллельной их осевым плоскостям, затем образуется серия складок изгиба, которая сменяется складками, ассоциирующими с разрывными нарушениями, зонами расланцевания и кинк-структурами.

Последовательность образования – складки ламинарного течения, складки изгиба, жесткие деформации – отражает уменьшение степени пластичности пород и нарастание их хрупких свойств. По этому признаку установленный эволюционный ряд складок может быть назван нисходящим структурным рядом. Члены ряда, образованные в последовательно сменяющие друг друга этапы складчатости, могут быть объединены в деформационный цикл.

Длительность деформационных циклов может быть различной. Одни из них, начавшись в архее, могут быть в архее же и завершены. О времени полной консолидации мы можем судить по возрасту постдеформационных интрузивных тел и разрывных движений, сопровождавшихся образованием зон рассланцевания, милонитов и бластомилонитов. Другие циклы в силу специфического геотектонического развития комплекса могут иметь большие перерывы между этапами деформаций, так что начавшаяся в докембрии структурная эволюция может завершиться лишь в фанерозое.

Если в комплексе проявлен один деформационный цикл, независимо от его длительности, то мы будем считать его комплексом с моноциклическим типом развития. Примером такого комплекса может служить нижнепротерозойский вулканогенно-терригенный комплекс северо-западного побережья оз. Байкал, в котором установлен нисходящий структурный ряд из четырех этапов деформаций (Добржинецкая, Федоровский, 1974).

Большинство регионально-метаморфизованных комплексов раннего докембрия подверглось структурной переработке в течение нескольких деформационных циклов – полициклические комплексы. Среди них мы можем выделить две категории: комплексы с полициклическим типом развития в пределах раннего докембрия и комплексы такого же типа развития в пределах раннего докембрия – фанерозоя. К первым можно отнести гнейсовые толщи Алданского кристаллического массива (Дук и др., 1975), кольскую серию Балтийского щита (Добржинецкая, 1975а), ко вторым, по данным Ю.В. Миллера, – ваханскую серию Юго-Западного Памира (Другова и др., 1976).

Нисходящие структурные ряды наиболее полно проявлены в регионально-метаморфизованных комплексах раннего докембрия, точнее – на средних стадиях их структурного развития. Так, из трех деформационных циклов кольской серии (Добржинецкая, 1975б) лучше выражен почти идеальный нисходящий структурный ряд второго деформационного цикла, состоящий из шести этапов деформаций. В гнейсовых толщах Алдана наиболее полный нисходящий структурный ряд свойствен также второму деформационному циклу, который состоит из трех этапов.

В начальных и завершающих деформационных циклах полициклических комплексов структурные ряды оказываются сильно редуцированными. В первом деформационном цикле, как правило, четко устанавливаются начальные члены структурного ряда, из которых наиболее характерны изоклинальные и сильно сжатые складки с интенсивно развитой кристаллизационной сланцеватостью, параллельной

их осевым плоскостям, тогда как остальные члены ряда отсутствуют. В завершающих деформационных циклах, наоборот, преимущественно развиты средние и конечные члены структурного ряда — открытые складки и структуры, связанные с разрывными нарушениями, а начальные формы ряда не проявляются.

Для регионально-метаморфизованных комплексов раннего докембрия характерно, что структурное развитие на протяжении деформационного цикла происходит в условиях одной фации метаморфизма и только в конце цикла отмечаются локальные регрессивные преобразования. Постоянство степени метаморфизма указывает на то, что уменьшение пластичности и увеличение жесткости пород, происходящие при образовании нисходящих структурных рядов, равно как и сопряженная с этим закономерная смена структурных форм, не связаны с понижением степени метаморфизма в течение деформационного цикла. Причина, вероятно, заключается в комплексном влиянии характера поля напряжений, величины и направления действующих сил, скорости деформации.

Вместе с тем в полициклических регионально-метаморфизованных комплексах четко выявляется тенденция к снижению степени метаморфизма от ранних циклов к более поздним. В наиболее типичном случае первый деформационный цикл происходил в условиях гранулитовой фации метаморфизма, завершающие — в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Эта закономерность, по-видимому, является следствием воздымания комплексов в процессе структурного развития на все более высокие гипсометрические уровни, что согласуется также с интенсивным проявлением жестких деформаций на заключительных этапах их структурной эволюции.

Обращает на себя внимание, что складчатый процесс начинается в условиях интенсивнейшего метаморфизма, кульминация которого приходится на первые этапы первого деформационного цикла или во всяком случае на первый цикл в целом. Прогрессивная стадия метаморфизма, предшествующая его кульминации, в породах комплексов не фиксируется. Эта стадия, вероятно, проходит еще до начала складчатости, до инверсии, в погружившихся на глубокие горизонты коры осадках.

В зонально-метаморфизованных комплексах, которые в геологической истории Земли появляются с нижнего протерозоя и которым обычно свойствен моноциклический тип развития, правило нисходящего структурного ряда выдерживается только в самой общей форме. Многочисленные отклонения объясняются, с одной стороны, образованием складчатых форм в условиях сосуществующих, длительно живущих и сменяющихся в пространстве и во времени разных зон метаморфизма. С другой стороны, на тип проявления синхронных складок в латеральном и вертикальном направлениях большое влияние оказывает окружающая обстановка, в частности наличие глыб фундамента.

Хорошим примером таких комплексов является ладожская серия Балтийского щита. Осадконакопление серии относится к нижнему протерозою (Кратц, 1963). Зональный метаморфизм андалузитового типа (Великославинский, 1972). Возраст метаморфизма — 1885—

2000 млн. лет (изохронный рубидий-стронциевый метод; Горохов, Герлинг, 1974). Складчатые структуры серии прорываются границами-рапакиви Салминского массива, что указывает на завершение складчатости серии в пределах раннего докембрия.

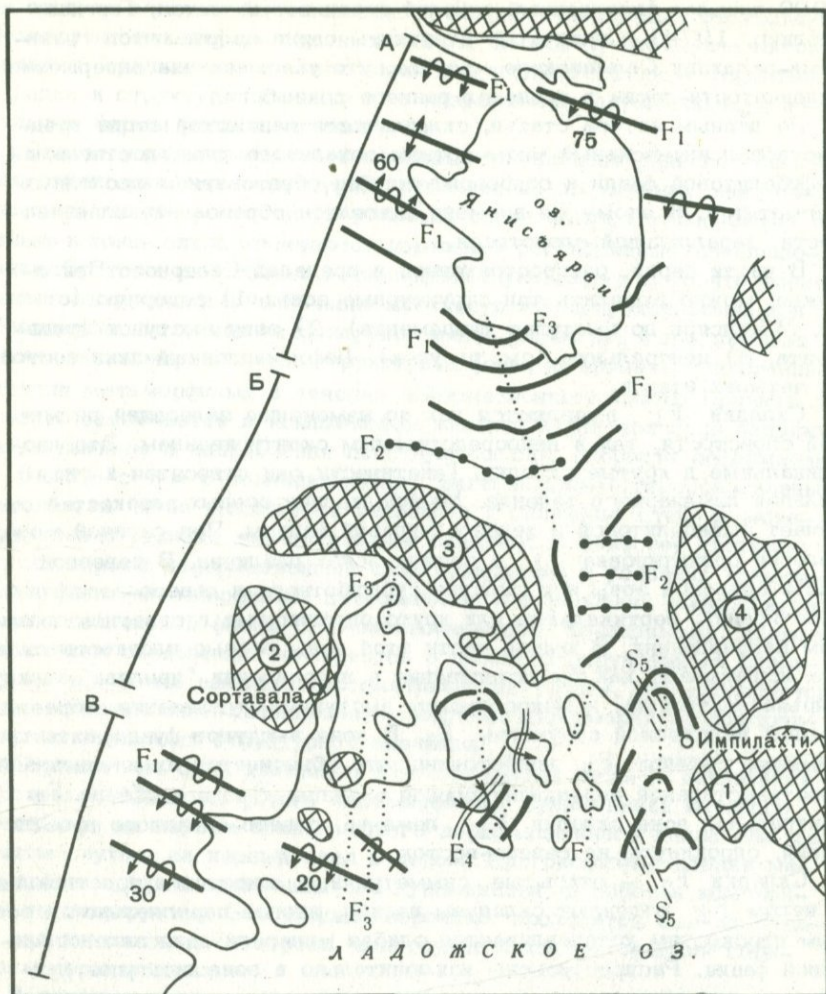
По данным автора статьи, складчатости ладожской серии предшествовал интенсивный метаморфизм зонального типа, достигавший амфиболитовой фации и сопровождавшийся образованием послонных мигматитов. К этому же времени относится образование сланцеватости, параллельной слоистости.

В части серии, распространенной в пределах Северного Приладожья, можно выделить три структурные зоны: 1) северную (от оз. М.Янисяри до выступов фундамента), 2) зону выступов фундамента, 3) центральную (см. рисунок). Деформационный цикл состоит из четырех этапов.

Складки  $F_1$  выявляются как по изменению залеганий ритмичной слоистости, так и непосредственным оконтуриванием. Это изоклиналильные и крутые складки. Генетически они относятся к типу складок ламинарного течения. Минерализация осевых плоскостей отвечает амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. При сходной морфологии ориентировка  $F_1$  в разных зонах различна. В северной части северной зоны это складки субширотного и северо-западного простираний, вертикальные или круто опрокинутые в северном и южном направлениях. В южной части этой зоны осевые плоскости складок испытывают как бы вдавливание в направлении "пролива" между Кирьявалахтинским и Кокосельским выступами фундамента, образуя крылья наложенной структуры  $F_3$ . В зоне выступов фундамента простирание складок  $F_1$  непостоянно, что объясняется их интенсивной пространственной переориентировкой в этапы  $F_2$  и особенно  $F_3$ . В центральной зоне складки  $F_1$  лежачие, северо-западного простирания, опрокинуты на северо-восток.

Складки  $F_2$  - открытые, симметричные, широтного простирания. В целом  $F_2$  отвечают складкам изгиба, иногда параллельно их осевым плоскостям устанавливается слабая минерализация зеленосланцевой фации. Распространены исключительно в зоне выступов фундамента или вблизи нее.

Складки  $F_3$ , как и складки  $F_2$ , наиболее развиты в зоне выступов фундамента. Их примечательной особенностью является выдержанная меридиональная ориентировка осевых плоскостей. Морфология  $F_3$  закономерно меняется в западном направлении от Импилахтинского выступа к Сортавальскому - сжатые складки с вертикальными крыльями и вертикальными шарнирами становятся более открытыми и более пологими, шарниры последних падают на юг под небольшими углами. В направлении к северной и центральной структурным зонам складки  $F_3$  затухают. В зоне выступов фундамента при наложении  $F_3$  на  $F_2$  (и  $F_2$  на  $F_1$ ) возникают зоны поперечно-перекрестной складчатости. Минерализация осевых плоскостей складок  $F_3$  отвечает высоко- и низкотемпературным частям амфиболитовой фации, реже - зеленосланцевой фации.



Схематическая карта ориентировки складчатых форм различных генераций в ладожской серии (Северное Приладожье)

Складки;  $F_1$  - 1-го этапа;  $F_2$  - 2-го этапа;  $F_3$  - 3-го этапа;  $F_4$  - 4-го этапа;  $S_5$  - кливаж и сланцеватость, 5-й этап.

Структурные зоны: А - северная, В - зона выступов фундамента, В - центральная.

Выступы фундамента: 1 - Импилахтинский, 2 - Сортавальский, 3 - Кирьявалахтинский, 4 - Кокосельский

В статический период между этапами  $F_3$  и  $F_4$  проявился интенсивный метаморфизм амфиболитовой фации с образованием крупных порфиробластов андалузита, кордиерита, ставролита, граната, захвативший, однако, не всю площадь серии.

Складки  $F_4$  представлены несколькими крупными лежащими антиклиналями и синклиналями, развитыми локально в узкой полосе в зоне выступов фундамента. Складки  $F_1$  и  $F_3$  к юго-востоку от этой полосы в этап  $F_4$  также опрокидываются на северо-запад. Складки  $F_4$  срезают расположенную от них к северо-западу крупную складку  $F_3$ , что может указывать на надвиг в этом районе.

Этап деформаций  $F_5$  выражен в основном интенсивным кливажем  $S_5$ , локально развитыми мелкими складками, кинк-зонами и разрывами. Кливаж  $S_5$  слабо минерализован в условиях низкотемпературного метаморфизма зеленосланцевой фации и прослеживается в виде двух узких полос с простираем  $320-340^\circ$  в зоне выступов фундамента.

Таким образом, полный деформационный цикл устанавливается в зоне выступов фундамента. В остальных частях серии проявлен преимущественно этап  $F_1$ . Зональный метаморфизм, влияя на детали морфологии, ориентировки и синхронной минерализации складок, не является контролирующим фактором в распределении складок разных этапов.

Этапы складчатости, устанавливаемые на основании последовательности образования складчатых форм и составляющие деформационный цикл, — хороший хронологический репер и, взятые вместе, составляют возрастную структурную шкалу. Место этапов метаморфизма, периодов внедрения магматических масс в этой шкале может быть надежно определено. Шкала является основой, на которой может быть расшифрована вся геологическая история комплекса.

До последнего времени классификация интрузивных тел относительно процессов складчатости или метаморфизма была весьма грубой. Принимая складчатость и метаморфизм одноактными, исследователи выделяли соответственно до-, син- и послескладчатые (орогенные) или до-, син- и послеметаморфические интрузивные тела. Принципы выделения до- и синскладчатых тел остаются и сейчас еще не вполне ясными. Разделение интрузивных тел на приведенных выше основаниях в настоящее время уже недостаточно, так как появилась возможность значительно более точной привязки времени их внедрения относительно реперов возрастной структурной шкалы. Так, например, устанавливается, что в ладожской серии первое поколение интрузивных тел внедрилось синхронно с  $F_2$  (граниты), второе — между этапами  $F_2$  и  $F_3$  (основные породы, гранодиориты и граниты), третье — синхронно с  $F_3$  (основные породы и граниты). В разных структурных зонах могут внедриться одновременно породы резко различной кислотности, как это устанавливается для этапа  $F_3$ .

В эволюции процессов ультраметаморфизма и магматизма также замечается тенденция к образованию нисходящих геологических рядов. В ладожской серии доскладчатые и синскладчатые с  $F_1$  и  $F_3$  мигма-

титы на стадии между  $F_3$  и  $F_4$  сменяются жильными артеритами. Трансформируется и структура лейкосомы в направлении: гранитные жилки – пегматоидные образования – пегматит – пегматит с кварцевым ядром – кварцевые линзы. По исследованиям И.С. Седовой, гранитоиды в ваханской серии Памира эволюционируют от плагио- к микроклиновым гранитам (Седова и др., 1974).

Представления о деформационных циклах и составляющих их этапах деформаций (складчатости), несомненно, помогут в дальнейшем еще более детально расшифровать сложную геологическую историю глубоко метаморфизованных комплексов раннего докембрия.

## ABSTRACT

The successive formation of the folds under the condition of decreasing of rock plasticity and of increasing of rock brittleness is most typical feature of folding evolution of the Early Precambrian complexes. There can be traced the following regular change: shear folds – flexural folds – kink bands and other brittle structures. This sequence can be considered as a chronologic – structural chain or a deformational cycle. The deformational cycle of the Ladogian series of the Baltic shield is described in this paper. One or several deformational cycles can be revealed in concrete complexes. The distribution of folds of different types does not depend on metamorphic degree. The subdivision of igneous rocks into pre-, sin- and postkinematic has become obsolete. It is more correct to determine the time of replacement of the magmatic masses with the help of the chronologic – structural scale.

## ЛИТЕРАТУРА

- Великославинский Д.А. 1972. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.
- Горюхов И.М., Герлинг Э.К. 1974. Геологическое положение и Rb-Sr – возраст пород восточной части Балтийского щита. – В кн. "Актуальные проблемы современной петрографии". М.
- Добржинецкая Л.Ф. 1975а. Структура кольской серии как результат многократной деформации. – Геотектоника, № 1.
- Добржинецкая Л.Ф. 1975б. Эволюция складчатости кольской серии. Автореф. канд. дис. М.
- Добржинецкая Л.Ф., Федоровский В.С. 1974. Структура докембрийских толщ на северо-западном побережье оз. Байкал. – Геотектоника, № 5.
- Другова Г.М., Московченко Н.И., Седова И.С., Миллер Ю.В. 1976. Эволюция метаморфизма в фундаменте фанерозойских складчатых областей. Термодинамический режим метаморфизма. – Труды Всес. симпозиума. Л.
- Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. 1975. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л.
- Кратц К.О. 1963. Геология карелид Карелии. Л.

- Лазарев Ю.И. 1971. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения. — Труды Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 10. Л.
- Миллер Ю.В. 1973. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. — Геотектоника, № 5.
- Седова И.С., Московченко Н.И., Другова Г.М., Миллер Ю.В. 1974. Эволюция процессов гранитообразования в области развития полиметаморфических докембрийских комплексов. — В кн. "Проблемы докембрийского магматизма". Л.
- Sedgerholm J.J. 1932. On the geology of Fennoscandia with special reference to the Pre-Cambrian. — Bull. Commiss. geol. Finlande, N 98.

В. В. 33

## СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Сейчас, когда идут острые дискуссии по вопросам глобальной тектоники Земли, как-то отошли на второй план вопросы внутреннего строения и развития земной коры континентов. В то же время за последние годы появились многочисленные новые данные о строении наиболее древних образований коры континентов, которые заставляют по-новому взглянуть на то, как формировалась и развивалась континентальная кора на протяжении раннего — наибольшего по длительности — отрезка ее истории, как построены ее наиболее глубокие части, недоступные для непосредственного изучения.

Наиболее обычные представления о строении земной коры основываются на сопоставлении с тем, что известно о накоплении современных осадочных и вулканогенных пород, которые отлагаются слоями большой горизонтальной протяженности, образуя в областях опускания коры огромные толщи. Тектонические деформации нарушают первичное субгоризонтальное залегание, но не меняют принципиально общей картины: чем древнее слои, тем ниже они лежат. Эту зависимость часто экстраполируют на всю земную кору, вплоть до того, что считают нижнюю часть коры, ее так называемый базальтовый слой, более ранним геологическим образованием, чем лежащий выше "гранитный слой". Однако модель горизонтально-слоистого строения, будучи справедливой для чехла платформ и сохраняясь в принципе для относительно молодых складчатых областей, никак не подходит для древнего кристаллического фундамента, который уходит на значительную глубину и составляет главную массу кор континентов.

Кристаллический фундамент сложен в основном докембрийскими метаморфическими породами, пронизанными магматическими образованиями. Древние метаморфические толщи смяты в складки самого различного размера — от мельчайших до многокилометровых. В поперечном разрезе такие складки часто имеют очень причудливую,

замысловатую форму. Но практически всюду в метаморфических толщах встречаются складки, которые так сильно сжаты, что их почти невозможно распознать, и тогда создается ошибочное впечатление не нарушенными складками параллельно-слоистого залегания. Деформации в условиях метаморфизма, как и на более высоких уровнях, сопровождались нарушением сплошности материала. Складки расчленены большим количеством разрывов, их части нередко разобшены в ходе смещений по разрывам, так что в конечном счете формируется сложная складчато-разрывная структура.

В неметаморфизованных толщах преобладают прямые или слабо наклонные складки, что вполне естественно при смятии горизонтально залегающих слоев. Необходимым условием образования этих складок является горизонтальное сжатие сминаемых объемов. Поскольку сжимаемость пород ничтожна по сравнению с величинами деформаций при складкообразовании, при смятии горизонтальных слоев в складки должно происходить соответствующее увеличение размеров по вертикали.

В метаморфических толщах кроме прямых складок весьма обычны также лежащие складки, которые могли возникнуть при смятии не горизонтально, а, наоборот, вертикально расслоенной среды в условиях уменьшения вертикальных размеров. Вертикальная расслоенность, зарождающаяся еще в неметаморфизованных породах в виде кливажа складчатых толщ, особенно ярко проявлена в метаморфических комплексах, где практически всюду развита сланцеватость (как и кливаж, в принципе параллельная осевым поверхностям складок), а также метаморфическая или мигматитовая полосчатость, располагающаяся вдоль сланцеватости. Но для смятия этих поверхностей в складки необходимо, чтобы принципиально изменился план деформации по сравнению с тем, при котором они образовались: необходимо, чтобы уменьшение горизонтальных размеров сменилось растяжением по горизонтали и сжатием по вертикали. Возникающие при этом лежащие складки не являются первыми продуктами деформации горизонтально наложенных толщ, а наложены на систему других, ранее существовавших складок (рис. 1).

Наложение более поздних складок на более ранние составляет очень важную черту структуры древних метаморфических толщ. Как показывают детальные структурные исследования в самых различных районах, обычно обнаруживаются три-четыре последовательно сформировавшиеся системы складок, каждая из которых отвечает определенной ориентировке деформирующих воздействий по отношению к данному объему пород. Чаще всего наблюдается наложение лежащих складок на прямые, а прямых — на лежащие (рис. 2). Из этого следует, что большие объемы пород попадали последовательно то в условия горизонтального сжатия при вертикальном растяжении, то в условия горизонтального растяжения при вертикальном сжатии. В условиях метаморфизма практически каждому этапу деформации соответствовало образование новых текстур, развивавшихся в соответствии с планом деформации.

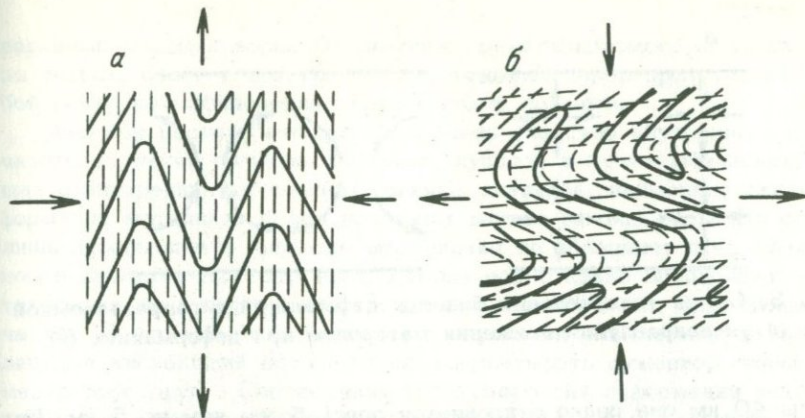


Рис. 1. Схема образования лежачих складок

*a* - первая стадия: образование прямых складок; *b* - вторая стадия: образование лежачих складок. Стрелками показано направление деформации толщи. Сплошные линии - слоистость, штриховые линии - кливаж или сланцеватость

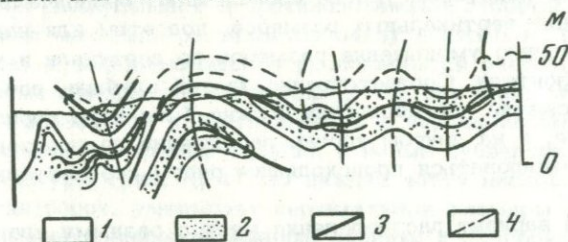


Рис. 2. Наложение прямых складок на лежачие тесно сжатые складки в докембрийских породах Северной Карелии (разрез). По Б.И.Кузнецову

1 - гнейсы; 2 - амфиболиты; 3 - следы осевых поверхностей ранних лежачих складок; 4 - следы осевых поверхностей наложенных прямых складок

Из больших размеров деформаций древних метаморфических толщ следует, что эти деформации никак не могли протекать одинаково по всей мощности коры и на значительной площади. Так, для образования складок, крылья которых сходятся под углом около  $10^\circ$  (а это далеко не наибольшая степень сжатости наблюдаемых в природе складок), необходимо сокращение размеров сминаемого объема в направлении первоначального положения слоистости в пять-десять раз и такое же увеличение размеров в перпендикулярном направлении. Но нигде не наблюдается утолщение или утонение континентальной коры по сравнению с ее средней толщиной не только в десять, но хотя бы даже в пять или в три раза. Наоборот, мощность коры чрезвычайно однообразна, особенно в пределах древних платформ: от средней ве-

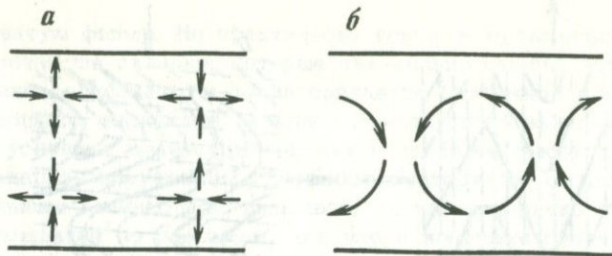


Рис. 3. Схема направления больших деформаций в разрезе земной коры (а) и направления движения материала при деформациях (б)

личины 40 км она редко отклоняется здесь более чем на 5 км. Иначе говоря, огромные деформации протекали внутри коры, не сказываясь существенно на ее толщине. Объяснить это можно только тем, что при складкообразовании в разных местах в одно и то же время происходили деформации совершенно разного плана: когда в одном месте на некотором уровне происходило горизонтальное сжатие и увеличение вертикальных размеров, под этим или над этим местом происходило уменьшение размеров по вертикали и увеличение — по горизонтали. Соответственно на той глубине, где шло горизонтальное сжатие, по соседству должно было идти горизонтальное растяжение, а на другом уровне растяжение по горизонтали должно было компенсироваться происходящим рядом горизонтальным сжатием.

Простейший вариант распределения мест с разными планами деформации в разрезе коры изображен на рис. 3, а. Поскольку при протекании этих очень больших деформаций положение верхней и нижней границ коры изменялось лишь в очень небольшой степени, направление движения частиц при таком распределении планов деформации в пределах одной ячейки должно быть таким, как показано на рис. 3, б. Иначе говоря, такое распределение планов деформации возможно только при движениях конвективного типа, происходящих внутри коры.

Многими авторами отмечалась существенная роль куполовидных структур в строении древних метаморфических толщ (хотя они являются далеко не всюду — возможно, из-за более поздних деформаций, сильно искаживших их строение). Центральные части этих куполов сложены поднявшимся из глубин гранито-гнейсовым материалом, а обрамление — сложено смятыми метаморфическими толщами. В.В. Белоусовым (1966) выдвинуто предположение, что вообще всплывание из глубин материала, оказавшегося в результате метаморфических превращений более легким, чем вышележащие породы — главная причина тектонических деформаций в земной коре и процессы формирования структуры в верхних частях земной коры являются производными от него. Действительно, сам характер структур древних метаморфических толщ говорит о том, что они могли быть созданы только в процессе обмена материалом между нижними и

верхними частями коры. Всплытие гранитизируемого материала среди других, более основных и более тяжелых пород представляет собой наилучшее объяснение, данное этому явлению.

Многими исследователями подмечено сходство внутреннего складчатого строения гранито-гнейсовых куполов в метаморфических толщах с внутренним строением соляных диапиров, подмечена связь деформации материала с его подъемом внутри земной коры. Но одна лишь деформация в процессе всплытия не объясняет всей сложности наблюдаемого строения. Вполне естественно предположить, что такого же типа деформация происходит и в соседних, опускающихся частях. В этом смысле поднятия и опускания равноценны: и восходящий и нисходящий потоки должны испытывать сужение, чтобы дать место друг другу. Соотношение интенсивностей деформаций в них зависит в основном от соотношения горизонтальных размеров опускающейся и поднимающейся частей, которое, в свою очередь, определяется соотношением деформационных свойств поднимающегося и опускающегося материалов.

В ходе всплытия и погружения происходит обмен материалом между двумя движущимися в противоположные стороны потоками: опускающийся материал растекается вниз в стороны, питая восходящий поток, а поднимающийся — располагается вверх. Материал в верхней части опускающегося потока в той или иной степени сжимается по горизонтали и растягивается в вертикальном направлении, чем создаются прямые складки и новые субвертикальные плоскостные текстуры (рис. 4, а). В нижней части нисходящего потока материал, наоборот, уменьшает вертикальные размеры и увеличивает горизонтальные, возникают лежачие складки и субгоризонтальные плоскостные текстуры (рис. 4, б). При попадании этого же материала в начало восходящей ветви (рис. 4, в) он снова сжимается по горизонтали и вытягивается вверх, образуются снова прямые складки и субвертикальные текстуры. При расплывании вверх (рис. 4, г) создаются предпосылки для образования новых лежачих складок.

Опускание с поверхности на глубину и потом опять подъем к поверхности запечатлелись не только в характере структур, но и в составе тех метаморфических пород, которые мы сейчас видим на поверхности: часть из них представляет собой бывшие морские осадки или вулканические породы, а пребывание на большой глубине подтверждается минеральными ассоциациями глубинных фаций метаморфизма. Судя по многочисленным данным, полученным в последние годы (Кратц, Глебовицкий, 1972), среди выходящих на поверхность древнейших образований преобладают породы, подвергшиеся метаморфизму при давлениях 5–10 кбар, что соответствует глубинам 15–30 км.

Такое движение вверх и вниз часто рассматривается как результат захоронения пород под огромными толщами постепенно накапливающихся осадков и последующего общего поднятия этих участков земной коры, сопровождающегося размытием вышележащих толщ. Но такому представлению противоречит высокая деформированность ме-

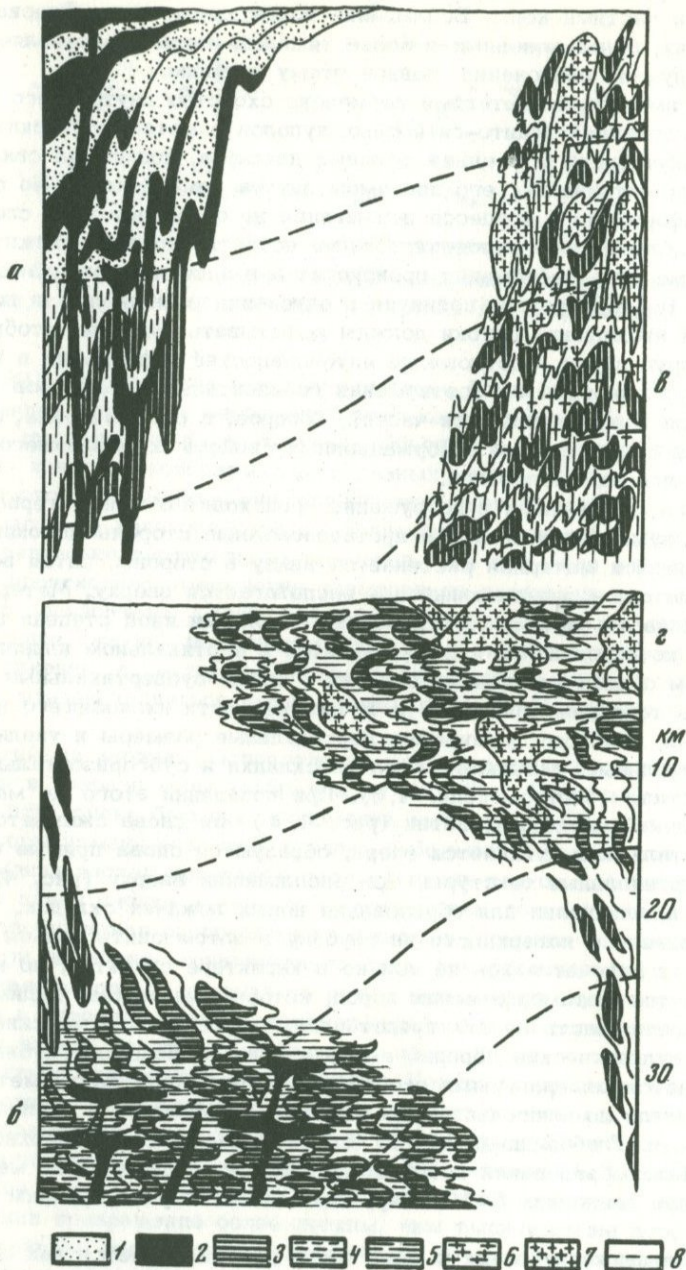


Рис. 4. Схема последовательности структурных и вещественных преобразований пород в глубинах земной коры при погружении (а и б) и всплывании (в и г)

таморфических толщ: если бы для попадания в условия метаморфизма достаточно было просто опускания, мы где-нибудь да встретили бы породы, подвергшиеся на широкой площади метаморфизму, но сохранившие ненарушенным практически горизонтальное залегание, а их нигде нет. Этому противоречит также несоответствие между величиной давления, при котором происходили метаморфические процессы, и давлением перекрывающих осадков, вычисленным, исходя из их горизонтального залегания. Этому противоречит также отсутствие накоплений соответствующих объемов продуктов размыва, которые в огромных количествах должны были бы образоваться при эрозии, обнажившей породы, находившиеся на глубине 15–30 км. Наоборот, схема конвективного движения материала внутри коры с этими противоречиями не встречается: материал верхних частей зон поднятия мог в значительной степени расползаться в стороны, а не только переноситься в виде продуктов размыва, глубина же погружения все же не должна соответствовать нормальной мощности вышележащих пород.

Поскольку древнейшие метаморфические комплексы в значительной части представлены породами, испытавшими гранитизацию, есть основание считать, что всплывание обусловлено разницей удельных весов гранитизированных и окружающих пород.

Протеканием метаморфических процессов в ходе всплывания и погружения хорошо объясняется разделение метаморфических пород, грубо говоря, на два существенно различающихся ряда: с одной стороны, пород, образовавшихся при низких геотермических градиентах и при относительно малой роли привноса новых компонентов из подкоровых глубин, с другой стороны, пород, образовавшихся при гораздо более высоком геотермическом градиенте, при значительной роли привноса новых компонентов и часто ассоциирующихся с многочисленными гранитными телами. Первый ряд очень естественно связать с зонами погружения, а второй — с зонами поднятия.

Таким образом, механизм внутрикоровой конвекции объясняет, как без неправдоподобно больших движений вверх и вниз земной коры в целом породы, образовавшиеся у поверхности, могли попасть на большие глубины, а потом снова оказаться у поверхности. Он объясняет неперемнную связь метаморфизма с деформациями пород и последовательное наложение деформаций разного плана, а также связь изменения плана деформации с изменением глубинности метаморфизма. Он объясняет, почему существуют два резко различных ряда мета-

---

Продолжение подписи к рис. 4

1 — неметаморфизованные осадочные породы; 2 — основные и ультраосновные магматические породы; 3 — метаморфизованные основные и ультраосновные магматические породы; 4 — сланцеватость, образующаяся на данном этапе; 5 — сланцеватость, образовавшаяся на предыдущем этапе; 6 — мигматиты; 7 — гранитоиды; 8 — изотермы

морфических преобразований и почему на поверхности гораздо чаще видны породы, метаморфизованные при высоком температурном градиенте и с большим привносом материала из подкорových глубин. Из этого ясно, почему во многих случаях наблюдается наложение метаморфизма с высокотемпературным градиентом на низкоградиентный, а указания на обратные случаи крайне редки. Он объясняет также, почему в метаморфических породах очень распространены явления наложения низкотемпературного метаморфизма на высокотемпературный, а следы прогрессивного метаморфизма очень редки.

Этот механизм предполагает, что расположение мест всплывания и погружения определяется в основном процессами в подкоровом веществе. На протяжении долгого развития континентальной коры положение мест интенсивного поступления материала из мантии неоднократно менялось, в соответствии с чем менялись форма и расположение в плане мест поднятий и опусканий, что привело в конечном счете к очень сложному строению коры континентов, которое мы наблюдаем в современном поверхностном срезе в пределах древних щитов.

## ABSTRACT

Detailed geological studies of highly metamorphosed Early Precambrian rocks shows that they have undergone very large deformations with about 500–1000% stretching and adequate shortening in the perpendicular direction. Deformations of such magnitude could not go in the same direction in the upper and the lower parts of the crust as the ancient continental crust have practically level bottom. There had to be horizontal stretching under the zones of horizontal shortening, and in the vicinity – horizontal shortening at the lower levels and horizontal stretching near the surface. Such a distribution of deformations is possible only in the process of convection.

By this kind of movements many phenomena can be explained: 1) the changes of the direction of deformation of the same volumes of rock during their structural evolution; 2) the fact that rocks which have undergone metamorphism at 5–10 kbar are now near the surface almost everywhere without adequate volumes of erosion products being accumulated; 3) the changes of the temperature gradient during the evolution of metamorphic rocks from lower (downward movements) to the higher one (upward movements).

As the upper part of the continental crust is composed mostly by former granulites, later granitized, we can suggest that convection was caused by granitization which diminished the rocks density.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука".  
Кратц К.О., Глебовицкий В.А. 1972. Метаморфические пояса СССР. В сб. "Международ. геол. конгр., XXIV сессия, доклады сов. геологов", проблема 1. Геология докембрия. Л., "Наука".

## АРХЕЙСКИЕ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ОБЛАСТИ КАК ДРЕВНЕЙШИЕ СТАБИЛЬНЫЕ ЯДРА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Гранит-зеленокаменные области раннего докембрия привлекают к себе внимание как экономически важные металлогенические провинции, являющиеся поставщиками ряда металлических и неметаллических полезных ископаемых. В числе провинций, составляющих выскокий удельный вес в мировой экономике, могут быть названы Родезийский и Каапваальский "массивы" Южной Африки, Йилгарнский и Пилбарский "блоки" Западной Австралии, Верхнеозерский и Гудзонский "протоконтиненты" Канады. На территории европейской части Советского Союза к ним принадлежат, в частности, Карельский и Приднепровский "массивы" (Горлов, 1975).

Другой причиной повышенного внимания к гранит-зеленокаменным областям является то обстоятельство, что в их строении принимают участие самые древние из известных на Земле комплексы пород, при изучении закономерностей строения, состава и взаимоотношений которых могут быть получены достоверные сведения о ранних стадиях становления и развития континентальной коры.

Геотектоническое положение гранит-зеленокаменных областей является предметом дискуссии. Преобладает мнение, что в образовании этих областей существенную роль играли интрузивно-метасоматические процессы замещения гранитами вулканогенно-осадочных толщ, залегающих непосредственно на базальтовой коре (Павловский, 1962) либо на тонкой неустойчивой гнейсово-гранитной оболочке (Anhaeusser a. oth., 1969). Считается, что по своеобразию и гигантским масштабам проявления названные процессы не имели аналогии в последующей истории континентальной коры. Особенности их заключается в том, что они сопровождалась так называемым гранитным диапиризмом, приведшим к образованию весьма распространенных в гранит-зеленокаменных областях гранитных (гранито-гнейсовых) куполов и межкупольных синклиналей. В сложении последних участвуют породы кровли гранитных батолитов.

Некоторыми исследователями предприняты попытки уложить эти процессы в рамки общепринятых геотектонических подразделений. Чаще гранит-зеленокаменные области рассматриваются в качестве корневых частей эвгеосинклиналей (Каляев, 1965) либо их принимают за геологические сооружения средних и поздних стадий развития архейских островных дуг (Glikson, 1972; Anhaeusser, 1973).

Несмотря на большое число приверженцев, представление о принадлежности гранито-гнейсовых куполов гранит-зеленокаменных областей к гранитным диапирам недостаточно аргументировано, гипотетично. Чем с большей степенью детальности изучается тот или иной гранито-гнейсовый купол, тем большее число несоответствий такой трактовке обнаруживается. В качестве примера можно назвать Кетилидскую инфраструктуру (юго-западная Гренландия), изученную датскими и английскими исследователями (Windley *а. оth.*, 1966; Henriksen, 1969; Higgins, 1970). Граниты и гранито-гнейсы ядерной части этого купола еще недавно считались продуктом гранитизации окаймляющих эту структуру кетилидских супракrustальных пород, а сам купол — гранитным диапиром (Berthelsen, 1960). В противовес этому детальные исследования показали, что контакт между гранитоидами ядра и вулканогенно-осадочной толщей в действительности является трансгрессивным, с базальными конгломератами в основании последней. Однако конгломераты можно наблюдать только в слабо метаморфизованных породах. При усилении регионального метаморфизма контакт приобретает вид структурно конформного и даже, с появлением межформационных палингенных гранитов, интрузивного. Граниты фундамента повсюду несут следы наложенного метаморфизма, изофациального с метаморфизмом близлежащих кетилидских пород, и расщепления, параллельного контакту с последними. Все эти последовательные изменения, прослеженные вдоль контакта гранитов и осадочных пород около 40 км, не дают никаких оснований считать Кетилидский купол гранитным диапиром.

Исследователи, признающие решающую роль в образовании гранито-гнейсовых куполов гранитного диапиризма, в попытках представить механизм этого явления очень часто ссылаются на гипотезу Эскола (Escola, 1949). Однако с накоплением фактов эта гипотеза уже давно потеряла свою убедительность.

Причина куполообразования, по мнению Эскола, заложена в вещественной гетерогенности кристаллического фундамента вулканогенно-осадочных толщ. Считается, что породы фундамента уже испытали по крайней мере один тектоно-магматический цикл и представлены древними сланцами, интродуцированными штокообразными телами гранитов. В последующий тектоно-магматический цикл ре-мобилизации подверглись только гранитоиды. Механическое воздействие последних на породы покрова привело к образованию в нем куполовидных вздутий — гранито-гнейсовых куполов.

Гипотеза Эскола уязвима в одном из своих исходных положений — об обязательной контрастности состава пород фундамента в ядрах куполов (граниты) и в межкупольных пространствах (сланцы). Геологическими и геофизическими исследованиями установлено, что в действительности и здесь и там фундамент сложен одной и той же породой гранитного ряда. По этой причине и в связи с другими не-

соответствиями, отмеченными, в частности, Н.Г. Судовиковым (1954), идеи П. Эскола не получили признания среди исследователей куполов Приладожья, т.е. именно тех объектов, на основе которых была создана гипотеза.

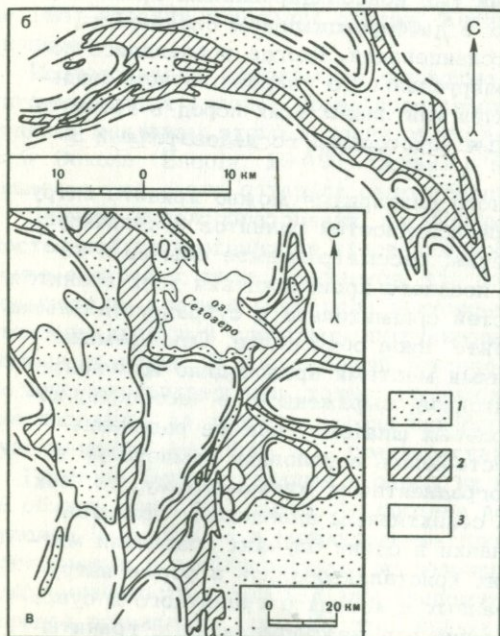
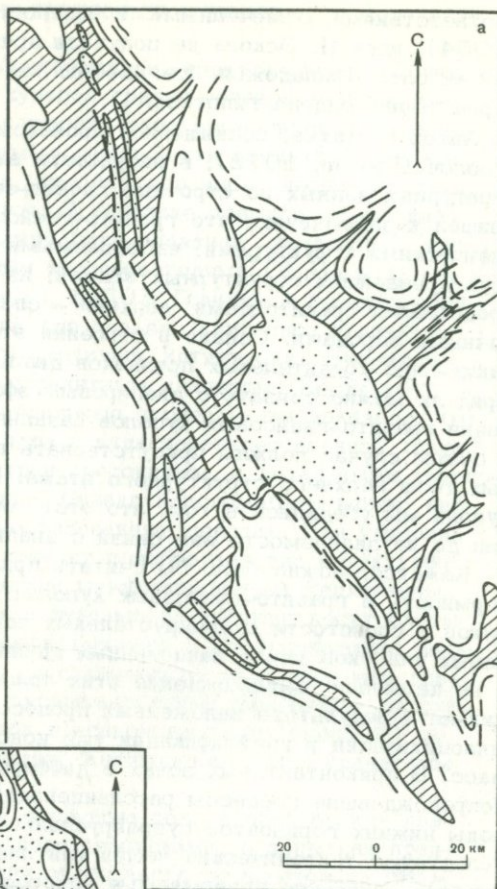
Автор в статье, посвященной происхождению гранито-гнейсовых куполов (Горлов, 1972), в результате анализа оригинальных и литературных данных по строению гранит-зеленокаменных областей пришел к заключению, что гранито-гнейсовые купола являются специфическими структурами, наблюдаемыми на уровне соприкосновения двух древнейших структурных этажей, из которых нижний повсюду представлен гранитоидами, верхний — слоистыми вулканогенно-осадочными породами. Однако в строении этих структур не установлено каких-либо убедительных признаков диапирового их происхождения. Вряд ли можно связать с диапировым эффектом отсутствие в окаймлении гранито-гнейсовых куполов базальных образований, которые в общем случае должны присутствовать в основании супракрустальных толщ верхнего структурного этажа. На примере Кетилдского купола мы убедились в том, что этот горизонт может быть изменен до неузнаваемости вне связи с диапиризмом.

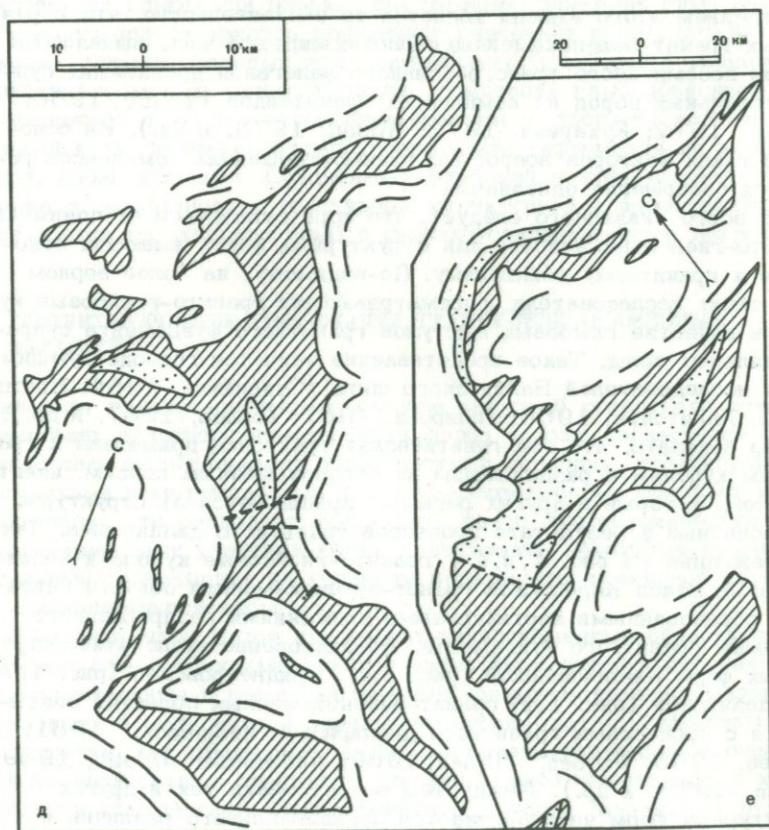
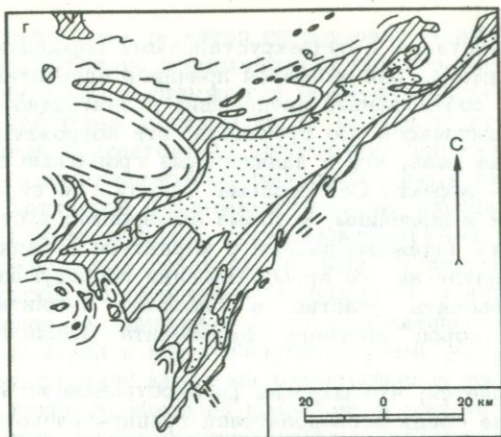
Кажется, можно было бы считать признаком диапиризма конформность в гранито-гнейсовых куполах плоскостных текстур гранитов и слоистости супракрустальных пород. Но по наличию реликтовых участков нерассланцованных гранитов выявляется вторичное, а не первичное происхождение этих полосчатых текстур. Они возникают в результате наложенных процессов расланцевания, бластомилонитизации и гнейсификации уже консолидированных гранитных масс. В приконтактных зонах в дифференциальные скольжения, сопровождавшие процессы расланцевания, иногда вовлекались породы нижних горизонтов супракрустального покрова, о чем свидетельствуют тектонические чешуи или линзы этих пород в гранито-гнейсах, ошибочно принимаемые некоторыми исследователями за ксенолиты.

За одну из сторон гранитного диапиризма можно принять интрузивные контакты некоторых разновидностей гранитов с супракрустальными породами. Это явление, рассматриваемое обычно в качестве свидетельства более позднего происхождения всех гранитов гранит-зеленокаменных областей сравнительно с супракрустальными толщами, находит тем не менее иное объяснение. Одновременно с текстурными преобразованиями местами происходило изменение вещественного состава гранитоидов, выраженное, в частности, ноообразованиями калиевых полевых шпатов. Если же расланцевание и гнейсификация осуществлялись в условиях температур и давлений, отвечающих высокоградиентному метаморфизму, то, как правило, они сопровождались селективным плавлением гранитов. Палингенные гранитные выплавки в одних случаях создавали мигматиты по гранитам, в других кристаллизовались в форме интрузивных тел, часто локализованных в контакте гранитного и супракрустального комплексов. Именно эти межформационные граниты

Рис. 1. Гранитные и гранито-гнейсовые купола в обрамлении некоторых зеленокаменных поясов Карельской (а, б, в), Каапваальской (г), Приднепровской (д) и Родезийской (е) гранит-зеленокаменных областей

1 - метаосадки и метавулканы осадочной "группы"; 2 - метавулканы и метаосадки зеленокаменной и ультраосновной "групп" (принципы выделения "групп" по Anhaeusser а. оth., 1969); 3 - раннеархейские гранитоиды нерасчлененные с отражением ориентировки сланцеватости и мигматитовой полосчатости





имеют активные контакты с супракрустальными породами и, по всей видимости, именно они являются причиной превратных суждений о возрастных соотношениях древнейших гранитоидного и супракрустального комплексов. По сути дела эти возрожденные граниты играют ту же роль, что и палингенные гранитные выплавки в так называемом эффекте Седергольма. Между тем строгий аналитический подход к выявлению, которые объединяют этот термин, позволяет получить надежные данные о характере первичного контакта пород, несмотря на его преобразование последующим метаморфизмом, установить участие в сложении гранитизированного комплекса пород древнего фундамента (Эскола, 1967) и т.д.

Нам представляется, что широкая распространенность идей о гранитном диапиризме среди исследователей гранит-зеленокаменных областей в значительной мере обусловлена недооценкой возможности широкого проявления "эффекта Седергольма" в контакте гранитного и супракрустального структурных этажей на крупных площадях раннедокембрийской коры континентов. Весьма существенным подтверждением этого вывода является то обстоятельство, что в различных гранит-зеленокаменных областях мира все чаще выявляются случаи несомненного трансгрессивного залегания древнейших супракрустальных пород на комплексах гранитоидов (Joliffe, 1966; Durney, 1972; Кухарева, 1972; Wilson, 1973, и др.). На основании таких факторов вопросы о взаимоотношениях комплексов решаются совершенно однозначно.

Из всего сказанного следует, что пора отказаться от понимания гранито-гнейсовых куполов как структурных форм, имеющих отношение к гранитному диапиризму. По-видимому, на более верном пути стоят исследователи, рассматривающие гранито-гнейсовые купола в качестве глыбовых выступов гранитного фундамента супракрустальных толщ. Такое представление является господствующим среди исследователей Балтийского щита (Судовиков, 1954; Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Гилярова, 1967; Горлов, 1967, и др.). Можно показать, что эта генетическая трактовка применена к гранитным куполам и разделяющим их зеленокаменным поясам, идентичным тем, которые в других регионах принимаются за структуры, образованные в результате процессов гранитного диапиризма. Так, изображенные на рис. 1, а, б, в гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса Карельской гранит-зеленокаменной области считаются образованными вертикальными движениями раздробленного на глыбы гранитного фундамента. Возникновение аналогичных структурных форм Каапваальской (рис. 1, г), Приднепровской (рис. 1, д) и Родезийской (рис. 1, е) гранит-зеленокаменных областей связывается с процессами гранитного диапиризма (Macgregor, 1951; Калаяев, 1965; Wiljoen, Viljoen, 1969; Anhaeusser a. oth., 1969; Wilson, 1973, и др.). Между тем в построении тех и других структурных форм не улавливается принципиального различия и естественно считать, что все они генетически однотипны.

За неимением места автор не приводит развернутой аргументации в пользу глыбового происхождения гранито-гнейсовых куполов и отсылает читателя к упомянутой ранее статье (Горлов, 1972). Перечислим некоторые аргументы: 1) случаи обратного (к центру купола) падения контактов; 2) присутствие зон катаклаза, бластомилонитизации или наложенных расщепления и гнейсификации гранитов вдоль контактов с супракрустальными породами; 3) явления наложенного, изофациального с супракрустальными породами метаморфизма в массивных гранитах; 4) наличие внутри гранитов автономных структур; 5) сближенность куполов и шовный характер корней разделяющих их синклиналей; 6) совмещенность мощных толщ вулканогенных пород с межкупольными швами, указывающая на то, что последние служили каналами магматических излияний; 7) расчлененность крупных площадей гранитоидов зонами расщепления на куполовидные глыбы при произвольном положении этих зон к контактам между разновидностями гранитоидов.

Таким образом, образование гранито-гнейсовых куполов автор связывает с расчленением гранитного основания супракрустальных покровов на глыбы или блоки. Восстающие движения глыб раздробленного цоколя явились причиной образования в пластичном покрове супракрустальных пород штамповых (глыбовых) складок с гранитными ядрами. Закругленность, обмятость глыб объясняется, по-видимому, тем, что в условиях известного прогрева континентальной коры во время штампа происходила деформация их верхних углов, ребер и граней. Специфика деформаций в этих условиях отражена в особенностях текстурной, структурной и вещественной переработки гранитоидов глыб и супракрустальных пород покрова.

#### ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОДЕРЖАНИЕ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Понимание гранито-гнейсовых куполов как глыб гранитного цоколя древнейших вулканогенно-осадочных пород хорошо согласуется с некоторыми региональными особенностями строения, стратиграфии, магматизма и метаморфизма гранит-зеленокаменных областей и их окаймления, что позволяет предложить новую геотектоническую интерпретацию этих участков щитов и высказать некоторые предварительные соображения по условиям образования гранитной оболочки континентальной коры.

Гранитные ядра щитов или гранит-зеленокаменные области представляют собой обширные (многие сотни километров в поперечнике) изометричные и овальные площади преимущественного развития древнейших в материковой коре гранитоидов (рис. 2). Внутреннее их строение, как отмечалось ранее, характеризуется сочетанием гранито-гнейсовых и гранитных куполов (глыб) и ветвящихся межкупольных синклиналей (зеленокаменных поясов), сложенных вулканогенными и осадочными породами, метаморфизованными, как

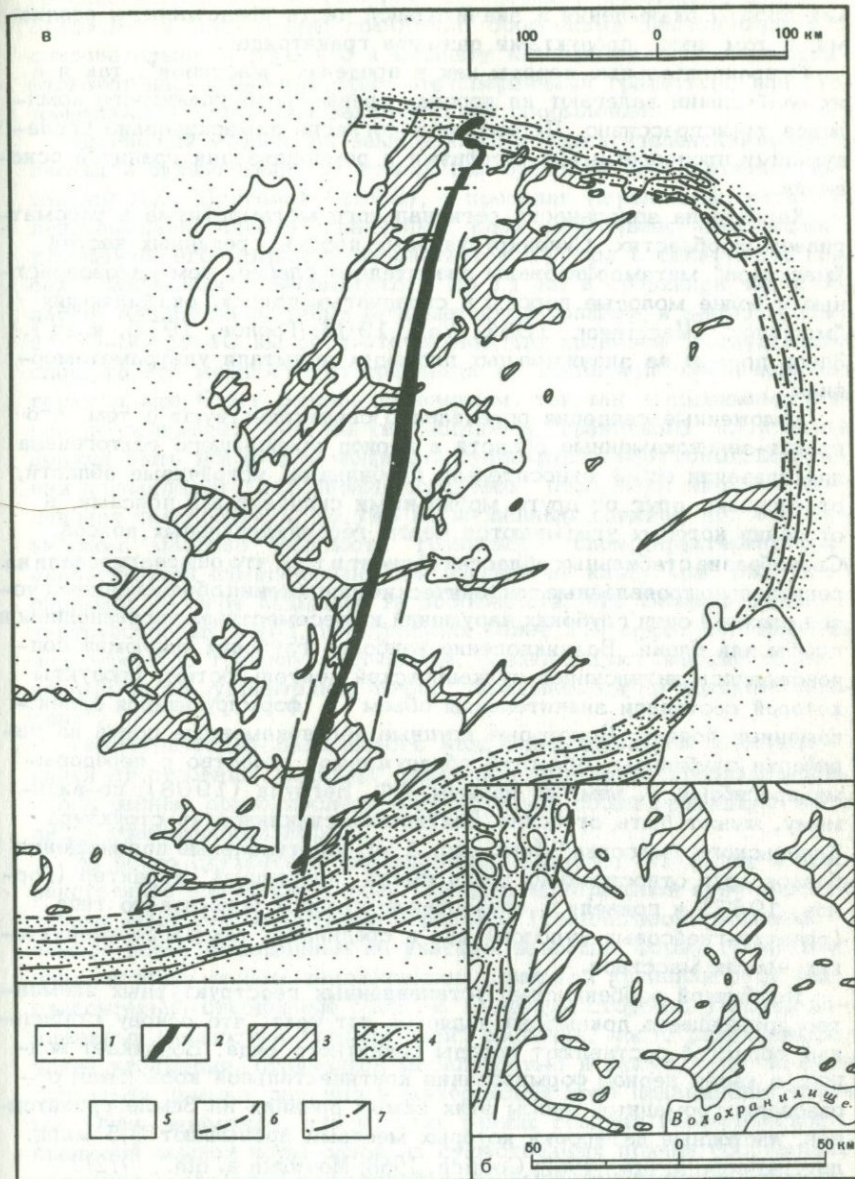


Рис. 2. Геологические схемы Карельской (а), участка Приднепровской (б) и Родезийской (в) гранит-зеленокаменных областей

1 — пострanneдокембрийские супракрустальные и интрузивные породы; 2 — ультраосновные породы Великой дайки и ее спутников; 3 — метавулканы и метаосадки зеленокаменных поясов и других межкупольных синклиналей внутренних и периферических частей гранит-зеленокаменных областей; 4 — глубоко метаморфизованные осадки и вулканы раннедокембрийских подвижных поясов, окаймляющих гранит-зеленокаменные области; 5 — раннедокембрийские гранитоиды нерасчлененные; 6 — приблизительные границы между гранит-зеленокаменными областями и подвижными поясами; 7 — некоторые разрывные нарушения

правило, в низких ступенях регионального метаморфизма (преимущественно зеленосланцевая фация). Значительно меньший объем в синклиналиях приходится на интрузивные породы основного и ультраосновного состава и граниты в форме трещинных и штокообразных тел. В детально изученных гранит-зеленокаменных областях установлено, что на их периферии купола-глыбы имеют меньшие размеры, чем в срединных частях (см. рис. 2, а, б).

Гранит-зеленокаменные области окаймлены и отделены друг от друга широкими поясами сложноскладчатых вулканогенно-осадочных пород, частью близких по возрасту с супракрустальными породами внутренних частей гранит-зеленокаменных областей, частью более



молодых. Между разновозрастными породами межкупольных синклиналей и породами окаймления имеются взаимопереходы (Каляев, 1965; Горлов, 1967; Robertson, 1968, и др.). Как правило, между теми и другими наблюдаются фациальные различия. Внутри "массивов" преобладают продукты вулканической деятельности, тогда

как породы окаймления в значительной части представлены осадками, в том числе продуктами размыва гранитоидов.

Супракрустальные породы как в пределах "массивов", так и в их окаймлении залегают на породах древнейшего гранитного комплекса трансгрессивно. Первичное несогласие замаскировано последующими процессами метаморфизма и ремобилизации гранитов основания.

Характерна зональность регионального метаморфизма в рассматриваемых областях. Супракрустальные породы срединных частей "массивов" метаморфизованы значительно слабее, чем одновозрастные и более молодые породы в складчатых поясах, окаймляющих "массивы" (Macgregor, 1951; Vail, 1966; Горлов, 1975, и др.). Здесь породы на значительных площадях испытали ультраметаморфизм.

Изложенные сведения определенно свидетельствуют о том, что гранит-зеленокаменные области в период древнейшего тектогенеза представляли собой относительно стабильные, устойчивые области, отделенные друг от друга мобильными складчатыми поясами, в строении которых угадываются черты геосинклинальных поясов. Своеобразие стабильных областей состоит в том, что они реагировали на регионально проявленные тектонические напряжения образованием густой сложной сети глубоких нарушений и повсеместным расчленением на глыбы или блоки. Возникновение наиболее глубоких разломов сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью, продукты которой составили значительный объем в формирующихся зеленокаменных поясах. Некоторые крупные зеленокаменные пояса на периферии стабильных областей обнаруживают сходство с передовыми прогибами. К ним, по данным Т.Ф. Негруца (1968), по-видимому, может быть отнесена Лехтинская синклинозная структура Карельского "массива" (см. рис. 1, а). Вертикальные перемещения блоков друг относительно друга имели "клавишный" характер (Горлов, 1967) и привели к образованию складок штампового типа (гранито-гнейсовых куполов) как в срединных, так и в периферических частях массивов.

Необычной особенностью установленных геоструктурных элементов древнейшего докембрия является тот факт, что основу стабильных областей составляют породы гранитного ряда. Возникает вопрос: в какой период формирования континентальной коры были образованы громадные массы этих самых древних на Земле гранитоидов, изотопные датировки которых местами превышают 3,5 млрд. лет (Allsopp a. oth., 1962; Goldich, 1968; Moorbath a. oth., 1972)?

В согласии с геофизическими данными, вплоть до "базальтового" слоя, в этом комплексе отсутствуют сколько-нибудь выдержанные разделы плотностей. Из этого следует, что древнейшие гранитоиды гранит-зеленокаменных областей надо считать принадлежащими "собственно гранитной" оболочке земной коры. В таком случае показанное нами ранее трансгрессивное залегание на гранитах этого комплекса древнейших супракрустальных пород будет сви-

детельствовать о существовании крупнейшего несогласия между осадочной и "собственно гранитной" оболочками земной коры и, следовательно, о том, что к моменту накопления первых мощных вулканогенно-осадочных толщ этот первичный гранитный, или "тоналитовый"<sup>1</sup>, слой уже закончил свое оформление.

Изменения мощностей земной коры в гранит-зеленокаменных областях и окаймляющих их поясах как будто бы закономерны. По данным Л.Е. Шустовой (1966), в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области "гранитный" слой испытывает линзовидное утолщение; его мощность возрастает с 6-7 км в складчатых поясах (Ладожском и Беломорском) до 11 км в срединной части области. Аналогичным образом изменяется толщина и земной коры — от 35-30 до 40 км соответственно. Что касается "тоналитового" слоя, то его мощность по сравнению с "гранитной" оболочкой подвержена еще более резким изменениям, так как в подвижных поясах не превышает 3-4 км (из мощности "гранитного" слоя здесь должна быть исключена мощность супракристалльной толши; последняя принадлежит "собственно осадочной" оболочке). Имеются основания предполагать, но уже по косвенным данным, что в Родезийском "массиве" мощность "гранитного" слоя характеризуется аналогичными изменениями. При взгляде на карту (см. рис. 2, в) обращает на себя внимание та особенность, что Великая дайка ультраосновных пород, выполнивших более 2,5 млрд. лет тому назад огромную трещину растяжения, разделяющую "массив" на две равные части, удивительно точно "укладывается" в контуры "массива".

Геометрическая зависимость положения размеров и формы дайки от строения "массива" позволяет высказать предположение, что в раннем архее последний представлял собой громадную жесткую линзу гранитоидных пород.

Из всего сказанного, по-видимому, следует, что форма и пространственное положение самых ранних в материковой коре геоструктурных областей определены строением "тоналитовой" оболочки земной коры. Утолщенные ее участки, имеющие форму громадных линз, в эпоху ранних тектонических движений проявили себя как относительно стабильные области. С другой стороны, участки пониженных мощностей "тоналитовой" оболочки, часто разделяющие такие утолщения, отличались мобильностью и могут, судя по всему, считаться самыми ранними в материковой коре подвижными поясами. Очень возможно, что на этих ранних стадиях геологической эволюции земной коры одной из существенных причин восстающих движений в областях утолщений коры была изостазия и процессы

<sup>1</sup>Тоналит является очень распространенной разновидностью гранитов во всех гранит-зеленокаменных областях мира. Средние химические составы древнейших гранитоидов крупных площадей Южной Африки и Канады отвечают тоналиту (Viljoen, Viljoen, 1969; Anhaeusser, 1973) и соответственно гранодиориту (Goodwin, 1968).

расчленения этих участков на глыбы, импульсы вулканической деятельности и оформление зеленокаменных поясов растянулись на очень длительный отрезок времени. Тектоническая жизнь отдельных подвижных поясов могла возобновиться даже после полной консолидации относительно стабильных областей.

Коснемся в заключение вопроса об источнике вещества "тоналитового" слоя. По той причине, что этот слой был создан в такой период формирования земной коры, когда осадочная оболочка еще не существовала, материал для его построения мог поступать только из подкорковых источников. С таким заключением согласуется широкая распространенность мантийного и близких к нему значений первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в древнейших гранитоидах (Goldich, 1968; Moorbath a. oth., 1972; Wanless, Loveridge, 1972; De Laeter, Blockley, 1972; Compston, Turek, 1973; "Геохронологические рубежи...", 1972, и др.), а также геохимические расчеты, не подтверждающие реальность образования "гранитного" слоя посредством метасоматической гранитизации мафических вулканогенно-осадочных комплексов, предположительно лежавших непосредственно на базальтовой коре (Люстих, Салтыковский, 1961).

## ABSTRACT

At present the most of the geologists consider the Archaean granite-greenstone terrains as the areas of the extensive development of the granitic diapirism. Such a interpretation comes from the consideration of the early Precambrian granitic (gneissic, tonalitic etc) domes as granitic diapiric plutons. As it is shown in the present paper the granitic domes could be considered as the blocks of the granitic basement of the oldest supracrustal rocks. The domes are exposed on the level of the contact surface between the oldest structural stages of the continental crust. The lower stage consist everywhere of the granitoids. The latter are of the mantle origin and form the real granitic (or more exactly tonalitic) layer of the earth's crust.

Our interpretation of the granitic dome nature is in good agreement with the regional features of the structure and metamorphism of the granite-greenstone terrains. It permits to introduce a new geotectonic concept for such shield areas. According to it the granite-greenstone terrains of low-grade supracrustal stage could be supposed as the oldest stable nuclei of the continental crust and coincide spatially with the lense-shaped thickenings of the granitic (or tonalitic) layer. These terrains are separated and bordered by the mobile belts of the high-grade metamorphozed supracrustal rocks, wich coincide with areas of the thin granitic layer. It is characteristic of the granite-greenstone terrains that they broke in numerous blocks during the earliest tectogenesis period. The breaking was followed by the extensive volcanic activity which products have filled greenstone belts. The rising of granitic blocks favoured to formation of stamp folds (granitic domes) in the supracrustal cover base.

- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. 1972. М., "Наука".
- Гилярова М.А. 1967. Стратиграфия и структура Печенги. Л., Изд-во ЛГУ.
- Горлов Н.В. 1967. Структура беломорид. М., "Наука".
- Горлов Н.В. 1972. Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Горлов Н.В. 1975. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Каляев Г.И. 1965. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, "Наукова думка".
- Кратц К.О. 1963. Геология карелид Карелии. М., Изд-во АН СССР.
- Кухарева Н.И. 1972. Новые данные о контакте амфиболитов и гранитов района Саксаганской полосы. - Геол. журн., т. 32, вып. 1.
- Люстих Е.Н., Салтыковский А.Я. 1961. К вопросу об образовании гранитного слоя земной коры. - Геохимия, № 4.
- Негруца Т.Н. 1968. Особенности геологического строения и закономерности осадконакопления карельских терригенных толщ зоны сочленения карелид и беломорид. Автореф. канд. дис.
- Павловский Е.В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, серия геол., вып. 5.
- Салоп Л.И. 1971. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. - Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4.
- Судовиков Н.Г. 1954. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. - Труды Лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 4.
- Харитонов Л.Я. 1966. Структура и стратиграфия восточной части Балтийского щита. М., "Недра".
- Шустова Л.Е. 1966. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. - Сов. геология, № 5.
- Эскола П. 1967. Докембрий Финляндии. - В кн. "Докембрий Скандинавии". М., "Мир".
- Allsopp H.L., Roberts H.R., Schreiner G.D.L., Hunter D.R. 1962. Rb-Sr age measurements of various Swaziland granites. - J. Geophys. Res., v. 67.
- Anhaeusser C.R. 1973. The evolution of the Early Precambrian crust of Southern Africa. - Philos. Trans. Roy. Soc. London, A, v. 273.
- Anhaeusser C.R., Mason R., Viljoen M.J., Viljoen R.P. 1969. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. - Bull. Geol. Soc. America, v. 80, N 11.
- Berthelsen A.A. 1960. Pre-Cambrian dome structure at Tovqussaq. - West Greenland. - Grönland Geol. Undersokn., Misc. Paper, N 73.
- Compston W., Turek A. 1973. Isotopic age limits for the provenance and deposition of the Kurrawang beds, Coolgardie Goldfields, Western Australia. - J. Geol. Soc. Australia, v. 20, pt 2.
- De Laeter I.R., Blockley J.G. 1972. Granite ages within the Archaean Pilbara block, Western Australia. - J. Geol. Soc. Australia, v. 19, pt. 3.
- Durney D.W. 1972. A major unconformity in the Archaean, Jones Creek, Western Australia. - J. Geol. Soc. Australia, v. 19, pt. 2.
- Escola P. 1949. The problem of mantled gneiss domes. - Quart. J., v. 104.
- Glikson A.Y. 1972. Early Precambrian evidence of primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. - Bull. Geol. Soc. America, v. 83.

- Goldich S.S. 1968. Geochronology in the Lake Superior region. — *Canad. J. Earth Sci.*, v. 5, N 3, pt 2.
- Goodwin A.M. 1968. Archaean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian shields. — *Proc. 23rd Internat. Geol. Congr.*, Prague, v.1.
- Henriksen N. 1969. Boundary relations between Precambrian fold belts in the Jvigut area, Southwest Greenland. — *Grönl. Geol. Undersokn., Misc. Paper*, N 64.
- Higgins A.K. 1970. The stratigraphy and structure of the Ketilidian rocks of Midternaes South-West Greenland. — *Grönl. and geol. undersokn., Bull.*, v.87.
- Joliffe A.W. 1966. Stratigraphy of the Steeprock group, Steep Rock Lake, Ontario. — *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper*, N 3.
- Macgregor A.M. 1951. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia. — *Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa*, v.54.
- Moorbath S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Gale N.H., McGregor W.R. 1972. Further rubidium-strontium age determinations of the very Early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland. — *Grönl. and geol. undersokn., Misc. Paper*, N 108.
- Robertson J.D.M. 1968. Granulite metamorphism of the basement complex in the Limpopo metamorphic zone. — *Geol. Soc. S. Africa. Annex*, v.71.
- Vail J.R. 1966. Zones of progressive regional metamorphism across the western margin of the Mozambique belt in Rhodesia and Mozambique. — *Geol. Mag.*, v. 103, N 3.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P. 1969. A proposed new classification of the granitic rocks of the Barberton region. — *Geol. Soc. S. Africa, Spec. Publ.*, N 2.
- Wanless R.K., Loweridge W.D. 1972. Rubidium-strontium isochron age studies, Report 1. — *Geol. Surv. Canada, Paper* 72-73.
- Wilson J.F. 1973. The Rhodesian Archaean craton — an essay in cratonic evolution. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, v. 273.
- Windley B.F., Henriksen N., Higgins A.K., Bondesen E., Jensen S.B. 1966. Some border relations between supracrustal and infracrustal rocks in South-West Greenland. — *Grönl. and geol. undersokn Rapp.*, N 9.

В. А. ГЛЕВОВИЦКИЙ

### **ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА И ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ**

Многие исследователи приходят к заключению о большом своеобразии тектоники, плутонизма и литогенеза раннего докембрия по сравнению с неогеем, что связывается прежде всего со слабой вещественной дифференцированностью верхних геосфер, с малой ролью органического фактора седиментации, с существенно иным составом атмосферы и с высокой плотностью тепловых потоков через земную кору в ранние периоды геологической истории. Вывод об интенсивном фоновом теплопотоке делается на основании факта широкого распространения глубоко метаморфизованных толщ, особенно в архее, и кажется поэтому весьма убедительным. Однако при этом часто не учитывается то обстоятельство, что региональный метаморфизм ниж

недокембрийских пород не только высокотемпературный, но протекал он в условиях высоких давлений, выдержанных на больших площадях. А это может свидетельствовать просто о глубокой эродированности складчатых систем архея, раннего и среднего протерозоя.

Концепция эрозии больших масс пород, перекрывавших когда-то глубинные образования, после одновременного поднятия крупных блоков литосферы, встречает серьезные возражения. Как справедливо полагает В.В. Эз (1976), высота подъема блоков в таком случае может быть оценена в 25–40 км, что должно сопровождаться накоплением очень мощных терригенных толщ и значительными смещениями горизонтальных границ раздела в литосфере, в частности поверхности М, чего в действительности нет. Правдоподобным решением этого противоречия является гипотеза В.В. Эза (1976) о конвективном массообмене между верхними и нижними частями коры, в процессе которого осуществляется многократная деформация толщ и их полиметаморфизм в закономерно меняющемся режиме. Ниже мы подробно остановимся на характеристике последнего.

В качестве критериев оценки термодинамических режимов глубинного петрогенезиса воспользуемся методами минералогической термо- и барометрии (Перчук, 1970, 1973) и разработанной автором схемой минеральных фаций метаморфических пород (Глебовицкий, 1976 а). Эта схема составлена таким образом, что фации и субфации в ней объединены в семь фашиальных серий, отличающихся друг от друга величиной отношения температуры к давлению. Если последнее прямо связано с глубиной протекания процесса, то каждая из этих серий отражает геотермические условия метаморфизма, т.е. величину общего теплопотока через данный участок земной коры. Именно в этом плане и оценивается термодинамический режим глубинного петрогенезиса в этой статье. Ранее были предложены буквенные обозначения фашиальных серий: А<sub>1</sub>, А<sub>2</sub>, А<sub>3</sub>, АБ, Б, Б<sub>2</sub>, В, перечисленные здесь в порядке уменьшения величины отношения температуры к давлению или плотности теплового потока (Глебовицкий, 1976а). При этом А<sub>1</sub>, А<sub>2</sub>, А<sub>3</sub> соответствуют андалзит-силлиманитовой серии, АБ является переходной к Б и Б<sub>2</sub>, соответствующим кианит-силлиманитовой серии, а В идентична жадеит-глаукофановой серии Мияширо (Miyashiro, 1961).

Геотермический режим метаморфизма зависит от режима вертикальных тектонических движений в подвижных поясах таким образом, что в зонах преобладающих быстрых нисходящих движений плутонические процессы протекают в условиях, соответствующих фашиальным сериям Б<sub>2</sub> и В, тогда как для зон с хорошо выраженными тенденциями к относительному воздыманию характерны комплексы, сформированные в режиме фашиальных серий А, АБ или реже Б<sub>1</sub> (Глебовицкий, 1976а). Анализ данных по рассчитанным температурным разрезам современных подвижных поясов в сопоставлении с материалами по закономерностям пространственной и временной локализации термодинамических режимов метаморфизма в складчатых поясах неогей

приводит к заключению о том, что в течение позднего докембрия и всего фанерозоя существенных изменений в скоростях тектонических движений, степени тектонической дифференцированности подвижных поясов и величин фоновых тепловых потоков через земную кору не произошло. При этом главную роль в сохранении основных формационных признаков геосинклинальных плутонических комплексов сыграло относительное постоянство теплопотерь через литосферу на протяжении всего названного периода геологического развития. Действительно, если бы по мере перехода ко все более древним геосинклиналям интенсивность фонового теплопотока заметно возрастала, переход к режимам фашиальной серии В при низких температурах, и, следовательно, формирование глаукофан-сланцевых и эклогит-глаукофансланцевых комплексов на демиссионной стадии эволюции геосинклинали было бы невозможно (Глебовицкий, 1976б). В этом случае режимы В достигались бы лишь при повышенной температуре. Таким образом, надежным критерием интенсивности прогрева земной коры в древние эпохи геологической истории могут явиться не наблюдения над общей степени метаморфизма пород соответствующего возраста, а термодинамические условия преобразования толщ в экзотических режимах В и В<sub>2</sub>, реализующихся в зонах быстрых нисходящих движений.

Рассмотрим особенности метаморфизма архейских комплексов, воспользовавшись в первую очередь материалами по геологии фундаментов Восточно-Европейской и Сибирской платформ и их непосредственного обрамления. Примем при этом в качестве наиболее вероятной границы между археем и протерозоем дату 2600-2800 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1974). Ранее было показано, что в пределах названных регионов из допротерозойских пород наиболее широко распространены супракрystalльные, хорошо стратифицированные и плутонические комплексы, испытывавшие ареальный метаморфизм в условиях гранулитовой фашии (Кратц, Глебовицкий, 1972). На Балтийском щите это кольская серия (Бондаренко, Дагелайский, 1968), на Украинском щите - побужский комплекс, в фундаменте Русской плиты - гранулитовые толщи Волго-Уральской обл. и Прибалтики. Петрологически лучше всего исследована кольская серия. Используя данные по составам минералов, можно определить термодинамические условия метаморфизма. Температура, по нашим оценкам ("Гранулитовая фашия метаморфизма", 1972; Глебовицкий, 1976б), оказалась равной 750-850°. Давление - 7-8 кбар. Это соответствует режиму фашиальных серий А<sub>3</sub>, АБ, В<sub>1</sub>. Данные по другим архейским гранулитовым комплексам позволили прийти к заключению о том, что заметных изменений геотермических режимов метаморфизма древних стратифицированных толщ такого же типа в фундаменте Восточно-Европейской платформы не фиксируется.

Несколько иная ситуация характерна для Сибирской платформы и ее южного обрамления. Одним из важных достижений региональной петрологии последнего десятилетия является выявление в Восточной Сибири неоднородности гранулитового метаморфизма (Кицул, 1971).

В пределах Алданского массива древнейшей консолидации было выделено три субфации глубинности. Наименее глубинные гранулиты распространены в западной части региона. Они отличаются широким распространением кордиеритовых парагенезисов с маломagneзиальным гранатом (25–30% пиропового минала) и полным отсутствием ассоциации клинопироксена с гранатом, что соответствует давлению, не превышающему 6,5 кбар. Прямая оценка термодинамических условий метаморфизма с помощью гранат–биотитового термобарометра дает  $T = 750\text{--}800^\circ$  и  $P = 6,5$  кбар, а это соответствует режиму серии А<sub>3</sub>. В восточной части Алданского массива распространены гранулиты средней глубинности, характеризующиеся повышенной магнезиальностью граната в ассоциации с кордиеритом (как правило, более 30% пиропового минала) и появлением ассоциации клинопироксена с гранатом, гиперстеном, плагиоклазом и часто с роговой обманкой. По геотермическому режиму метаморфизма эти толщи сходны с кольской серией. Они максимально распространены в фундаменте Сибирской платформы. На южной окраине Алданского массива и примыкающей к нему с юга Джугджуро–Становой складчатой области распространены породы сутамской фации глубинности, для которых наряду с ассоциациями кордиерита с магнезиальным гранатом характерен парагенезис гиперстена с силлиманитом, что, согласно схеме минеральных фаций, соответствует давлению 9–10 кбар при температуре  $850^\circ$  и, следовательно, фациальной серии Б<sub>2</sub> или ее переходу в Б<sub>1</sub>. В отдельных участках Джугджуро–Становой складчатой области выявлены толщи с парагенезисами, отвечающими максимально высоким температурам (до  $1050^\circ$ , судя по наличию ассоциации сапфирина с кварцем) при давлении 10–11 кбар. Они отнесены Л.П. Карсаковым (1973; Шульдинер и др., 1976) к чогарскому комплексу.

Таким образом, геотермические режимы глубинного петрогенезиса в пределах Алданского массива существенно меняются, что может свидетельствовать о заметной тектонической дифференцированности древнейших подвижных областей и о хорошо выраженной тенденции к быстрому погружению южной окраины массива во время гранулитового метаморфоза.

Наиболее глубинные гранулиты, возникшие при минимальной для архея плотности теплопотока, распространены не только в полосе, протягивающейся вдоль южной окраины Алданского массива. Они выявлены в западном обрамлении Тассевского массива (Енисейский кряж; Серенко, 1976) и на Анабарском щите (Рабкин, Вишнеvский, 1971), откуда они по геофизическим данным прослеживаются на юг и создают, таким образом, западное обрамление Алданского массива ("Метаморфические пояса СССР", 1975).

Во всех перечисленных регионах гранулиты сутамской фации глубинности выступают в качестве реликтовых образований. Их собственный метаморфизм, как правило, завершается преобразованиями в условиях снижающихся давлений, свидетельством чему является возникновение кордиеритовых парагенезисов за счет гиперстен–силли-

манитовых, а отчасти и за счет биотит-гиперстен-силлиманитовых (Кориковский, 1976) или в других случаях - сапфирин-гранат-кварцевых (Карсаков, 1973), дезклогитизация, возникновение чарнокит-мигматитов и кордиеритовых гранитоидов. Позже комплексы глубинных гранулитов вовлекаются в новые тектонические циклы и испытывают наложенный метаморфизм и гранитизацию в условиях фации альмандиновых амфиболитов при давлениях 6-7 кбар, что, например, наблюдается в пределах Джугджуро-Становой складчатой области (Судовиков и др., 1965), где эти процессы датируются поздним археем. Наконец, завершается развитие рассматриваемых регионов формированием на их месте метаморфических поясов, для которых характерен высокоградиентный зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа (серии  $A_2$  и  $A_3$ ).

Формированием гнейсовых, гранито-гнейсовых и плагио-гранитоидных комплексов фации альмандиновых амфиболитов, отчасти возникающих за счет глубоких преобразований более ранних гранулитов, завершился архейский этап геологического развития на Балтийском щите (Глебовицкий и др., 1971). В последнее время появился дополнительный материал, на основании которого можно произвести сравнительный анализ геотермического состояния земной коры в различных ее участках для позднеархейского времени. Имеются в виду данные по допротерозойскому диафторезу кольской серии ("Гранулитовая фация метаморфизма", 1972) и опубликованные недавно интересные материалы О.И. Володичева (1975) по метаморфизму беломорского комплекса, имеющему возраст 2950 млн. лет.

Допротерозойский диафторез кольской серии приводит к образованию комплекса гнейсов (в частности, гранат-кианитовых), мигматитов и гранито-гнейсов. Данные по составу минералов метapelитов свидетельствуют о необыкновенной устойчивости температуры на всей территории Центрально-Кольского блока. Она равна примерно  $650^{\circ}$  и для средних давлений равна температуре кинетического минимума гранитов, с чем и связано широкое проявление мигматизации. Давление по гранат-биотитовому барометру оценивается в 6-7 кбар (Глебовицкий, 1976в). Такие условия формирования характерны не только для станового комплекса, но и для многих верхнеархейских комплексов фундаментов древних платформ ("Метаморфические пояса СССР", 1975).

Необычными оказались условия позднеархейского метаморфизма беломорского комплекса, который отличается развитием кианит-гранат-ортоклазовых гнейсов с гранатом повышенной магнезиальности (Володичев, 1975), ассоциирующихся с эклогитизированными основными породами. Определенное по гранат-биотитовому барометру давление оказалось равным 8 кбар и более при температурах, меняющихся от  $650$  до  $750^{\circ}$  (Глебовицкий, 1976в). Если же учесть, что среди эклогитов были найдены кианитсодержащие разновидности с магнезиальностью граната около 50% (Володичев, 1975), то давление следует оценивать еще большей величиной - около 10 кбар (Глебовицкий, 1976а). Подчеркнем, что Беломорье - это пока един-

ственный регион, где для архейского периода зафиксирован столь необычный геотермический режим метаморфизма (серия Б<sub>2</sub>).

Завершая рассмотрение архейского периода развития земной коры, обратим внимание на то, что не все супракрустальные толщи, более древние, чем принятая в этой статье граница архея и протерозоя, испытывали метаморфизм в условиях высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации или в гранулитовой фации. Известно, что в Канаде, Южной Африке, в Австралии широко распространены архейские толщи основных вулканитов и терригенных пород в пределах так называемых древнейших зеленокаменных поясов. Сходные комплексы пород известны на Украинском (конкско-верховцевская серия) и Балтийском щитах (сунский комплекс; см. статью Лобач-Жученко и других в этом сборнике). Степень их метаморфизма невысокая, обычно соответствует зеленосланцевой фации и изменяется до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Их петрология исследована еще очень плохо. Можно лишь отметить, что пока нет материалов, которые позволили бы установить режимы метаморфизма, приближающиеся к В или Б<sub>2</sub>.

Ранее, при анализе материалов к карте метаморфических поясов СССР, Кратц и Глебовский в 1972 г. показали, что в пределах фундаментов древних платформ синхронные ранне- и среднепротерозойские метаморфические пояса, развивающиеся в различных термодинамических режимах, локализуются вполне закономерно. Структуры, характеризующиеся относительно высокими плотностями тепловых потоков, располагаются в непосредственном обрамлении массивов древней консолидации. Так, например, они окружали Алданский и Тасеевский массивы, расположенные на южной окраине Сибирской платформы ("Метаморфические пояса СССР", 1975). В этом проявляется очевидное сходство в локализации метаморфических комплексов докембрия и фанерозоя, что создает перспективу объяснения особенностей геологии метаморфизма на основе единой тектонической концепции.

Для решения вопросов, поставленных в этой работе, особое значение имеют данные по метаморфическим поясам, удаленным от крупных массивов древней консолидации. В пределах этих поясов как раз и проявлены плутонические процессы по воздействиям тепловых потоков пониженной плотности. К их числу относится среднепротерозойский Беломорско-Лапландский метаморфический пояс, ранее подробно нами рассмотренный (Прияткина и др., 1975; Глебовицкий, 1976в). Он обладает двумя отличительными особенностями: 1) возникновение на ранних стадиях эволюции эклогито-гнейсового и эклогито-гранулитового комплексов в режиме Б<sub>2</sub> и 2) позднее формирование более поздней метаморфической зональности в режимах Б<sub>2</sub> и Б<sub>1</sub>. Уточним, что в данном случае геотермический режим Б<sub>2</sub> фиксируется лишь по высокотемпературным парагенезисам (800-850°), для которых давление оценивается в 10-13 кбар. Вообще же на Балтийском щите известны нижнепротерозойские метаморфические породы, ассоциирующиеся с эклогитизированными основными порода-

ми, содержащими парагенезисы минералов, возникающие при температурах 700–750° и давлении до 10 кбар. Иными словами, в протерозойские периоды геологического развития фундамента древних платформ в отдельных тектонических зонах в период быстрых нисходящих движений устанавливаются геотермические режимы пониженных тепловых потоков, не типичных для архейских подвижных областей.

Характеристика термодинамических режимов метаморфизма и геотермического состояния земной коры в раннем докембрии была бы неполной, если бы мы не обратили внимание на существование в основании позднедокембрийских и фанерозойских подвижных поясов нижнедокембрийских эклогито-гнейсовых и эклогито-сланцевых комплексов. Одним из примеров таких толщ является ранне- или среднепротерозойская зерендинская серия Кокчетавского массива (Северный Казахстан). На ранних этапах ее эволюции была сформирована ассоциация кианит-гранат-фенгитовых сланцев (как правило, бесплагиоклазовых, цоизитсодержащих) и эклогитов. Используя данные по составам сосуществующих гранатов и клинопироксенов, Д.П. Виноградов (1975) оценил условия минералообразования этого периода. Оказалось, что при температуре около 600° давление равнялось примерно 8 кбар, что соответствует фациальной серии В. Позднее этот комплекс был существенно переработан в условиях пониженных давлений и сходных температур.

В основании фанерозойских подвижных поясов выделяются докембрийские толщи, не датированные более точно, содержащие в своем составе специфические ассоциации кианитовых сланцев и гнейсов с эклогитами и эклогитоподобными породами. Они известны, например, в палеозоидах Скандинавии и Северного Тянь-Шаня, в герцинидах Центральной и Западной Европы. Наиболее интересны из них гнейсовые и сланцевые толщи Армориканского, Центрально-Французского, Мюнхбергского и Чешского массивов Европы. Среди них лучше всего исследованы породы Мюнхбергского массива (Schmidt, 1967; Mathes a. oth., 1969, 1970). Эклогиты здесь ассоциируются со слюдяными сланцами, роговообманковыми гнейсами, ортоамфиболитами и ультраосновными породами. В эклогитах и окружающих их породах в парагенезисы входят кроме кианита фенгит и парагонит. Магнезиальность граната колеблется в очень широких пределах – от 25 до 60% – при устойчивой кальциевости. Содержание жадеитового минала в клинопироксене достигает 50–60%. Типичен парагенезис кианита, цоизита и кварца. Все это свидетельствует о высоких давлениях, иногда превышающих 10–12 кбар, при умеренной температуре (500–600°), что отвечает геотермическому режиму В.

В отличие от Мюнхбергского массива эклогиты Чешского массива и Саксонии ассоциируются с высокотемпературными (более 650°) кианитовыми гнейсами, присутствуя в них в качестве реликтовых амфиболлизированных тел (Lange, 1965; Dudek, 1971). Судя по составам минералов, они были высокотемпературными и более глубинными, чем мюнхбергские, но по геотермическим условиям об-

разования эти эклогиты мало отличаются друг от друга. Примерно сходные соотношения эклогитов и вмещающих пород устанавливаются в пределах Центрально-Французского массива (Chenelvoy, 1955; Velde a. oth. 1975) и в каледонидах Скандинавии (Myson, 1971, 1972; Myson, Green, 1972; Myson, Heier, 1972). В последнем случае была предпринята попытка оценить термодинамические условия эклогитообразования и последующей гранитизации. Оказалось, что переход от первого процесса ко второму происходил при температуре 800° и давлении 9 кбар. А это отвечает изменению геотермического режима от В к Б<sub>2</sub>.

Таким образом, ранние этапы эволюции древнедокембрийских полициклических областей так же, как и раннедокембрийские этапы развития геосинклинальных областей фанерозоя, отличаются проявлением плутонизма в условиях действия тепловых потоков пониженной интенсивности. При этом в раннем архее эти специфические режимы (Б<sub>2</sub>) реализовались только при высоких температурах. Начиная с позднего архея возникали переохлажденные зоны, в которых реализовались условия фации альмандиновых амфиболитов на значительных глубинах (при давлении до 10 кбар и более). В ранне-, средне- и позднепротерозойское время стало возможно формирование эклогито-гнейсовых и эклогито-сланцевых комплексов не только в режиме Б<sub>2</sub>, но и В, правда, при средних значениях температуры. Наконец, начиная со среднего рифея появляются эклогито-глаукофан-сланцевые комплексы, возникающие в режиме при низких температурах. Такая необратимая эволюция геотермических режимов глубинного петрогенезиса в зонах нисходящих движений может быть связана с уменьшением плотности фонового теплопотока со временем.

## ABSTRACT

The comparative analysis of spatial and temporal evolution of metamorphic processes of Phanerozoic, Late Precambrian, and Early Precambrian areas is done. It is shown that thermodynamics of metamorphism is connected with general trend and intensity of the vertical tectonic movements in separate structural-formational zones and at different stages of geosyncline history. Taken into consideration the thermodynamic differences between these tectonic zones and geosyncline stages the cycles of regional metamorphism in Early Precambrian as well as the presence of complementary paired metamorphic belts are distinguished. The geothermic environment of deep petrogenesis within zones of subsidence, where blueschist, eclogite-blueschist, eclogite-schist, eclogite-gneiss, and high pressure granulite complexes are formed, and their relationships with plutonometamorphic complexes arising in zones of uplifting under condition of higher heat flow is carefully considered. It is concluded that in Early Precambrian the general heat flow was more intensive than in Late Precambrian and Phanerozoic periods.

- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. 1968. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова, Л., "Наука".
- Виноградов Д.П. 1975. Экологиты Северного Казахстана. Автореф. канд. дис. Л.
- Володичев О.И. 1975. Ранний этап метаморфизма пород беломорского комплекса (район Западного Беломорья). - В кн. "Геология и глубинное строение восточной части Балтийского шита", вып. 2. Л., "Наука".
- Глебовицкий В.А. 1973. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., "Наука".
- Глебовицкий В.А. 1976а. Фации, фашиальные серии, термодинамический пояс. - В кн. "Термодинамический режим метаморфизма". Л., "Наука".
- Глебовицкий В.А. 1976б. Термодинамический режим метаморфизма и его соотношения с тектоническими движениями в раннем докембрии. - В кн. "Проблемы геологии раннего докембрия". Л.
- Глебовицкий В.А. 1976в. Эволюция метаморфических процессов в раннем докембрии Балтийского шита. - В кн. "Пегматитоносность восточной части Балтийского шита". Л., "Наука".
- Гранулитовая фашия метаморфизма. 1972. Л., "Наука".
- Карсаков Л.П. 1973. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. Автореф. канд. дис. Владивосток.
- Кицун В.И. 1971. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского шита. - В кн. "Метаморфические пояса СССР". Л., "Наука".
- Кориковский С.П. 1976. Фации и субфации регионального метаморфизма в бедных СаО породах и сопоставление критических парагенезисов метапелитов и метабазитов в качестве фашиальных границ. - В кн. "Термодинамический режим метаморфизма". Л.
- Лобач-Жученко С.Б., Кратц К.О., Герлинг Э.К. и др. 1972. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского шита. Л., "Наука".
- Метаморфические пояса СССР (объяснительная записка к карте метаморфических поясов СССР масштаба 1:5 000 000). 1975, Л.
- Перчук Л.Д. 1970. Равновесия породообразующих минералов. М., "Наука".
- Перчук Л.Л. 1973. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., "Наука".
- Прияткина Л.А., Глебовицкий В.А., Шлайфштейн Б.А. 1975. О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского пояса. - В кн. "Геология и глубинное строение восточной части Балтийского шита", вып. 2. Л., "Наука".
- Рабкин М.И., Вишневский А.Н. 1971. Метаморфические фации и субфации Анабарского шита. - В кн. "Метаморфические пояса СССР". Л., "Наука".
- Серенко В.П. 1976. Особенности метаморфизма пород Ангаро-Канского горста. - В кн. "Термодинамический режим метаморфизма". Л., "Наука".
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. 1965. Геология и петрология южного обрамления Алданского шита. Л.
- Шульдинер В.И., Карсаков Л.П., Ленников А.М. 1976. Условия кристаллизации наиболее глубинных гранулитов. - В кн. "Термодинамический режим метаморфизма". Л.
- Эз В.В. Тектоническая обстановка регионального метаморфизма. 1976. - В кн. "Термодинамический режим метаморфизма". Л.

- Chenevoy M. 1955. Sur l'origine des eclogites de Sauviat (Creuse). — C.R.Acad. sci. Paris.
- Dudek A. 1971. Chemical composition of Moldanubicum eclogites and of their garnets. — Kristallinicum, v. 7.
- Gulson B. 1970. Radiometriset ianmaaritykset. — Annual Rept Geol. Surv. Finland for 1969, Otaniemi.
- Lange H. 1965. Zur Genese der Metebasit im Sächsischen Erzgebirge. — Freiburger Forschungsh., C, Bd. 177.
- Mathes S., Richard F., Schmidt K. 1969. Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirge in NE — Bayern. II. Der Klinopyroxen der Eklogite und Eklogitamphibolit des Munchberger Gneissgebietes. — Neues Jahrb. Mineral. Abh., Bd. 112, H. 2.
- Mathes S., Richard F., Schmidt K. 1970. Eklogitvorkommen des Kristallinen Grungebirge in NE — Bayern. III. Der Disthen (Kyanite) der Eklogite und Eklogitamphibolite des Munchberger Gneissgebietes. — Neues Jahrb. Mineral. Abh., Bd. 113, H. 2.
- Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts. — J. Petrol., v. 2.
- Miyashiro A. 1973. Paired and unpaired metamorphic belts. — Tectonophysics, v. 17.
- Myson B.C. 1971. Petrology and geochemistry of eclogite and surrounding rocks around Westevik on Horeidland, W. Norway. — Contr. Real. Thesis., Univ. Oslo.
- Myson B.C. 1972. Rife clinopyroxenes in the Horiedland eclogite, W. Norway. — Contr. Mineral. and Petrol., v. 34.
- Myson B.O., Green D.H. 1972. On the mineralogy of hornblende-plagioclase pegmatite and gneisses associated with eclogite in Western Norway. — Lithos, v. 5.
- Myson B.O., Heier K.S. 1972. Petrogenesis of eclogites in high grade metamorphic gneisses, exemplified by the Hareidland eclogite, W. Noway. — Contris Mineral. and Petrol., v. 36.
- Schmidt K. 1967. Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in N.E. Bayern. I. Der Granat der Eklogite, Eklogite-Amphibolite und Granat — Amphibolite des Munchberger Gneissgabitetes. — Neues Jahrb. Mineral. Abh., Bd. 107, H. 2.
- Velde B., Herke F., Kornprobet I. 1975. The eclogite-amphibolite transition at 650°C and 6,5 kbar pressure as exemplified by basic rocks in the Uzerche area, Central France. — Amer. Mineralogist, v. 55.

В. И. КИЦУЛ, В. С. ШКОДЗИНСКИЙ

## ГРАНУЛИТОВАЯ ФАЦИЯ АЛДАНСКОГО ШИТА

На территории Алданского шита обнажается крупнейший (750×300 км) в СССР гранулитовый комплекс, слабо затронутый процессами регрессивного метаморфизма и поэтому представляющий собой благо-



Рис. 1. Диаграмма P-T в бедных кальцием кварцсодержащих мигматизированных гнейсах

Сплошные линии - равновесия с ассоциацией  $Ab + Or + Q$ , пунктирные - равновесия с ассоциацией  $Or + O$ , толстые - моновариантные равновесия, тонкие - равной железистости минералов, равных содержаний воды в расплаве и изоборы воды. Точечные линии - границы гранулитовой фации. Заштрихованные участки 1-16 на диаграмме - положение отдельных районов Алданского щита согласно табл. 1. На вставке 1, 2, 3, 4 и 5 - соответственно биотит-силлиманит-гранатовая, биотит-кордиерит-гранатовая, гиперстен-кордиерит-гранатовая, гиперстен-силлиманитовая и сапфирин-кварцевая минеральные фации (везде  $+ Pl + Or + Q + E$ )

приятный объект для выработки критериев расчленения гранулитовой фации на температурные и глубинные субфации.

Ранее было показано, что алданская гранулитовая фация на современном эрозионном срезе характеризуется неодинаковой температурностью и глубинностью в различных районах Алданского щита (Кицул, 1971, 1972). В настоящей статье специальное внимание уделено характеристике минеральных фаций в мигматизированных высокоглиноземистых гнейсах алданского гранулитового комплекса.

Выделение и оценка условий P, T и  $P_{H_2O}$  образования минеральных фаций в мигматизированных высокоглиноземных гнейсах дается в соответствии с новым типом диаграммы P=T (рис. 1), рассчитанной с учетом фазы расплава при виртуальном инертном поведении  $MgO, FeO, Al_2O_3, K_2O, Na_2O, H_2O$  и избыточной инертной  $SiO_2$  в виде кварца с использованием экспериментальных и эмпирических данных (Шкодзинский, Кицул, 1974). В соответствии с диаграммой в мигматизированных метапелитах выше области устойчивости мусковита с кварцем выделяются пять минеральных фаций, каждая из которых характеризуется определенными T,  $P_{общ.}$ ,  $P_{H_2O}$  и набором парагенезисов<sup>1</sup>.

1. Биотит-силлиманит-гранатовая фация. T - 750-930°,  $P_{общ.}$  - 5,5-1,2 кбар и более,  $P_{H_2O}$  - 0,3-4,2 и 1,8-6,1 кбар ( $P_{H_2O}$  здесь и далее даны для парагенезисов с E и E' соответственно), парагенезисы:  $Bi + Sil + Q + Gr_{48-75} + Pl + Or + Q + E$

<sup>1</sup> Символы означают: Ab - альбит, An - анортит, Bi - биотит,  $Bi^{an}$  - флогопит-аннит, Cor - кордиерит, E, E', E'' и E''' - соответственно кварц-двуполевошпатовый, кварц-ортоклазовый, кварц-плаггиоклазовый и плаггиоклаз-ортоклазовый мигматизирующий материал,  $Cr_{57}$  - гранат и его железистость,  $\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe + Mg}$  - по химическому анализу.

Hyp - гиперстен, Ky - кианит, L - расплав кварц-двуполевошпатовый, L' - расплав кварц-ортоклазовый, Ms - мусковит, Or - калиевый полевой шпат, Pl - плаггиоклаз, O - кварц, Sap - сапфирин, Sil - силлиманит.

Таблица 1

Минеральные парагенезисы и железистость граната в бедных кальцием мигматизированных гнейсах алданского гранулитового комплекса

Фация	Район	Парагенезисы
Биотит-кордиерит-гранат- натовая Биотит-силлиманит-гранат-	1. Нижнее течение р. Тимптон	Bi + Sil + Gr <sub>71</sub> + Pl + Or + Q + E, Bi + Hup + Gr <sub>87</sub> + Pl + Or + E, Bi + Sil + Gr <sub>71</sub> + Cor + Pl + Or + Q + E
	2. Нижнее течение р. Учур	Bi + Sil + Gr <sub>65-69</sub> + Pl + Or + Q + E, Bi + Sil + Gr <sub>74</sub> + Or + Q + E, Bi + Hup + Gr <sub>69</sub> + Pl + Q + E, Bi + Sil + Gr <sub>66</sub> + Cor + Pl + Or + Q + E
	3. Верховья р. Тимптон	Bi + Sil + Gr <sub>65</sub> + Pl + Or + Q + E, Bi + Sil + Gr <sub>71</sub> + Pl + E
	4. Междуречье Иенгры и Чульмана	Bi + Sil + Gr <sub>62-65</sub> + Pl + Or + Q + E, Bi + Hup + Gr <sub>57-59</sub> + Pl + Or + Q + E, Bi + Sil + Gr <sub>58-61</sub> + Cor + Pl + Or + Q + E
	5. Бассейн р. Тыркан	Bi + Sil + Gr <sub>57</sub> + Pl + Or + Q + E, Bi + Sil + Gr <sub>59-60</sub> + Cor + Pl + Or + Q + E
	6. Нижнее течение р. Чуги	Bi + Gr <sub>78</sub> + Cor + Pl + Or + Q + E, Bi + Gr <sub>88</sub> + Cor + Pl + Or + Q + E
	7. Устья рек Нимнър и Чомполо	Bi + Gr <sub>89-70</sub> + Cor + Pl + Or + Q + E, Bi + Hup + Gr <sub>72-73</sub> + Pl + Or + Q + E, Bi + Hup + Gr <sub>70</sub> + Cor + Pl + Or + Q + E
	8. Верховья рек Большой и Малый Нимнър	Bi + Gr <sub>67</sub> + Cor + Pl + Or + Q + E, Gr <sub>75</sub> + Sil + Cor + Pl + Or + Q + E
	9. Междуречье Курунг-Хо- онку и Тас-Хоонку	Bi + Gr <sub>62-65</sub> + Hup + Pl + Or + Q + E, Gr <sub>63</sub> + Cor + Sil + Pl + Or + Q + E
	10. Река Ыллымах	Gr <sub>62</sub> + Cor + Sil + Pl + Or + Q + E

Биотит-кордиерит-гранатовая+биотит-кордиерит-гранатовая	<p>11. Устья рек Амедици и Унгры</p> <p>12а. Река Желтула</p> <p>12б. Река Момулай</p> <p>12в. Река Гонам</p>	<p><math>Bi + Sil + Gr_{67} + Cor + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Gr_{67} + Cor + Pl + Or + Q + E</math></p> <p><math>Bi + Gr_{80} + Hyp + Pl + Q + E</math>"</p> <p><math>Bi + Sil + Gr_{71} + Cor + Pl + Or + Q + E</math></p> <p><math>Bi + Sil + Gr_{67} + Cor + Pl + Or + Q + E</math></p> <p><math>Bi + Sil + Gr_{65-67} + Cor + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Sil + Gr_{66} + Pl + Or + Q + E</math></p> <p><math>Bi + Hyp + Gr_{63} + Pl + Q + E</math>"</p>
Биотит+кордиерит-гранатовая+гиперсен-кордиерит-гранатовая	<p>12г. Нижнее течение р.Сутам</p> <p>13. Река Сеймдье</p> <p>14. Река Модемкен</p>	<p><math>Bi + Gr_{68} + Cor + Pl + Q + E</math>", <math>Bi + Hyp + Gr_{65-66} + Pl + Q + E</math></p> <p><math>Bi + Hyp + Gr_{56-58} + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Hyp + Cor + Pl + Or + Q + E</math>,  <math>Bi + Hyp + Gr_{58-69} + Cor + Pl + Q + E</math>, <math>Bi + Hyp + Gr_{64} + Pl + Or + Q + E</math>,  <math>Bi + Hyp + Gr_{69} + Pl + Q + E</math>", <math>Bi + Gr_{61-65} + Pl + Or + Q + E</math></p> <p><math>Bi + Hyp + Gr_{62} + Cor + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Hyp + Gr_{57} + Cor + Pl + Q + E</math>,  <math>Bi + Hyp + Gr_{63-64} + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Sil + Gr_{64-67} + Cor + Pl + Or + Q + E</math>,</p> <p><math>Bi + Gr_{66} + Cor + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Hyp + Cor + Pl + Or + Q + E</math></p> <p><math>Bi + Sil + Gr_{53} + Cor + Pl + Or + Q + E</math><sup>1</sup></p>
Биотит-кордиерит-гранатовая+гиперстен-кордиерит-гранатовая+гиперстен-силлиманитовая	<p>15. Верховья р. Алгомы</p> <p>16. Верхнее и среднее течения р. Сутам</p>	<p><math>Gr_{43} + Sil + Hyp + Cor + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Sil + Hyp + Gr_{37-42} + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Sil + Hyp + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Hyp + Cor + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Hyp + Gr_{50-54} + Cor + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Hyp + Gr_{49} + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Bi + Sil + Gr_{54-50} + Cor + Pl + Or + Q + E</math>, <math>Gr_{56} + Sil + Cor + Pl + Or + Q + E</math></p>

<sup>1</sup> По данным В.М. Кастрыжиной (1974).

(подчеркнуты здесь и далее критические для каждой фации парагенезисы),  $Bi + Sil + Cor + Pl + Or + Q + E$ ,  $Bi + Hур + Gr_{48-100} + Pl + Or + Q + E$ ,  $Bi + Sil + Gr_{58-80} + Or + Q + E'$ ,  $Bi + Sil + Cor + Or + Q + E'$  и  $Bi + Hур + Gr_{64-100} + Or + Q + E'$ .

2. Биотит-кордиерит-гранатовая фация.  $T - 750-925^{\circ}$ ,  $P_{общ.} - 3,3-10$  кбар,  $P_{H_2O} - 0,3-2,5$  и  $1,5-4,4$  кбар, парагенезисы:  $Bi + Cor + Gr_{48-75} + Pl + Or + Q + E$ ,  $Cor + Sil + Gr_{48-82} + Pl + Or + Q + E$ ,  $Bi + Hур + Gr_{48-75} + Pl + Or + Q + E$ ,  $Bi + Cor + Gr_{69-82} + Or + Q + E'$ ,  $Cor + Sil + Gr_{69-86} + Or + Q + E'$ ,  $Bi + Sil + Gr_{48-78} + Cor + Or + Q + E'$ ,  $Bi + Hур + Gr_{64-100} + Or + Q + E'$  и  $Bi + Sil + Gr_{69-80} + Or + Q + E'$ .

3. Гиперстен-кордиерит-гранатовая фация.  $T - 800-950^{\circ}$  и более,  $P - 3,3-10$  кбар,  $P_{H_2O} - 0,6-0,1$  кбар и меньше и  $2,3-0,6$  кбар и меньше, парагенезисы:  $Hур + Cor + Gr_{48-75} + Pl + Or + Q + E$ ,  $Hур + Cor + Gr_{48-79} + Or + Q + E'$ ,  $Bi + Hур + Cor + Or + Q + E'$ ,  $Cor + Sil + Gr_{50-86} + Or + Q + E'$ ,  $Bi + Hур + Cor + Gr_{48-75} + Or + Q + E'$  и  $Hур + Cor + Gr_{53-100} + Or + Q + E'$ .

4. Гиперстен-силлиманитовая фация.  $T - 950^{\circ}$  и более,  $P_{общ.} - 10$  кбар и более,  $P_{H_2O} - 0,5-0,2$  кбар и меньше и  $2,0-1,0$  и меньше, парагенезисы:  $Bi + Hур + Sil + Pl + Or + Q + E$ ,  $Hур + Sil + Cor + Pl + Or + Q + E$ ,  $Bi + Hур + Gr_{48} + Pl + Or + Q + E$ ,  $Bi + Hур + Gr_{64} + Pl + Or + Q + E'$  и  $Bi + Sil + Gr_{63} + Or + Q + E'$ .

5. Сапфирин-кварцевая фация.  $T - 980^{\circ}$  и более,  $P_{общ.} - 8-12$  кбар,  $P_{H_2O} - 0,2$  кбар и меньше и  $1,2$  и меньше, парагенезисы:  $Gr + Sil + Sap + Q + Pl + Or + E$ ,  $Cor + Sil + Sap + Q + Pl + Or + Q + E$ ,  $Gr + Cor + Sap + Q + Pl + Or + Q + E$ ,  $Hур + Cor + Sap + Q + Pl + Or + Q + E$ ,  $Gr + Cor + Sap + Q + Pl + Or + E$ ,  $Hур + Sil + Sap + Q + Pl + Or + Q + E$ ,  $Bi + Gr + Cor + Or + Q + E'$ ,  $Gr + Hур + Sil + Or + Q + E'$ ,  $Bi + Sil + Hур + Or + Q + E'$ ,  $Bi + Gr + Sil + Or + Q + E'$ ,  $Bi + Hур + Cor + Or + Q + E'$ ,  $Gr + Hур + Cor + Pl + Or + Q + E'$ ,  $Gr + Hур + Cor + Pl + Or + Q + E$ .

В мигматизированных бедных кальцием высокоглиноземистых гнейсах гранулитового комплекса Алданского щита присутствуют минеральные парагенезисы следующих четырех минеральных фаций: биотит-силлиманит-гранатовой, биотит-кордиерит-гранатовой, гиперстен-кордиерит-гранатовой и гиперстен-силлиманитовой (табл. 1). Парагенезисы сапфирин-кварцевой фации известны лишь в тектонических блоках алданского комплекса в Ставовой зоне (Карсаков, 1973).

На территории Алданского щита намечены площади развития биотит-силлиманит-гранатовой, биотит-кордиерит-гранатовой и нерасчлененных биотит-силлиманит-гранатовой + биотит-кордиерит-гранатовой, биотит-кордиерит-гранатовой + гиперстен-кордиерит-гранато-

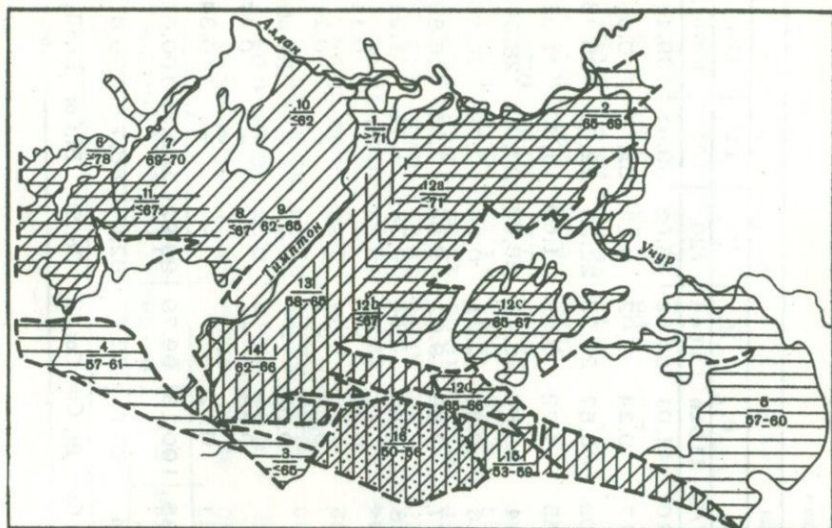


Рис. 2. Схема размещения минеральных фаций в бедных кальцием мигматизированных гнейсах гранулитового комплекса Алданского щита

Штриховкой показаны площади развития различных минеральных фаций в соответствии с обозначениями их на рис. 1. Цифры означают номера районов (числитель) и железистость граната (знаменатель) в моно- и дивариантных парагенезисах мигматитов с кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом в субстрате и жильном материале в соответствии с табл. 1 и 2

вой, биотит-кордиерит-гранатовой + гиперстен-кордиерит-гранатовой + гиперстен-силлиманитовой минеральных фаций (рис. 2). Петрографические и геологические данные свидетельствуют, что совместное нахождение минеральных парагенезисов различных фаций в некоторых районах обусловлено неоднородностью  $P_{общ.} - T - Pn_2O$  условий прогрессивного метаморфизма в них. В пределах развития одной или двух смежных фаций выделяются более ограниченные по площади районы с узкими интервалами колебания железистости граната в дивариантных критических парагенезисах (см. табл. 1 и рис. 2). При сопоставлении железистости граната в критических парагенезисах выявляется отчетливая тенденция ее уменьшения в направлении с запада на восток и с севера на юг Алданского щита от 78 до 42 (табл. 2), что в соответствии с диаграммой (на рис. 1) свидетельствует о смене в этом направлении более низкотемпературных, менее глубинных парагенезисов более высокотемпературными и более глубинными парагенезисами. Наиболее высокотемпературный и глубинный характер метаморфизма пород южной части щита подтверждается наличием здесь парагенезисов высокоглиноземистого гиперсте-

Таблица 2

Химический состав и железистость гранатов из бедных кальцием мигматитов с кварцем, плагиоклазом и ортоклазом в субстрате и жильном материале гранулитового комплекса Алданского щита

Компоненты	Районы и образцы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12а
	18э	3235г	19/2	1046	4/8	В-232а	227/5а	2182а	1144	726	1319	3059/2
SiO <sub>2</sub>	41,67	40,42	41,74	38,42	39,88	38,24	44,10	41,01	38,62	38,08	39,42	39,16
TiO <sub>2</sub>	0,18	Сл.	0,04	0,10	0,18	-	0,17	0,24	0,02	0,12	Сл.	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,82	20,84	21,12	22,17	22,24	20,91	20,09	20,57	22,30	22,28	22,00	20,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,79	3,95	1,25	3,64	2,09	-	0,45	4,69	0,60	1,60	1,50	1,32
FeO	26,26	23,15	25,17	24,72	23,89	33,11	26,94	23,86	26,46	26,64	27,00	28,36
MnO	0,20	0,95	0,29	0,93	0,27	1,30	0,26	0,30	2,21	0,76	0,78	0,59
MgO	6,69	8,26	7,83	8,26	9,45	5,25	6,77	7,59	9,02	9,66	7,95	6,89
CaO	1,06	1,99	1,61	1,98	1,35	1,00	0,88	0,90	0,56	0,78	1,70	1,21
Na <sub>2</sub> O	-	0,19	0,25	-	0,25	0,14	-	0,24	-	-	-	0,11
K <sub>2</sub> O	-	0,25	0,42	-	0,29	0,14	-	0,33	-	-	-	0,25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,04	0,09	-	Не обн.	0,47	-	0,02	-	-	-	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	0,36	0,30	-	0,50	-	-	0,88	-	-	-	0,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,04	0,16	-	0,11	-	0,21	0,12	-	-	-	0,34
Сумма	100,60	100,40	100,18	100,22	100,50	100,56	99,85	100,13	99,79	99,92	100,35	100,00
$\frac{Fe}{Mg+Fe} 100\%$	70,7	64,9	65,5	64,9	59,8	78,0	69,4	67,5	62,7	62,0	66,7	70,6
Прочие сосуществующие минералы	Bi, Sil	Bi, Sil	Bi, Sil	Bi, Sil	Bi, Sil	Bi, Cor	Bi, Cor	Bi, Cor	Cor, Sil	Cor, Sil	Bi, Cor	Bi, Sil, Cor

Компоненты	Районы и образцы											
	12б	12в	12г	13		14			16			
	2213	В-651-3а	В-138-1а	259/1	г-910/1	Б-41	2947/56	Т-1	В-105-5	3136	82/1	В-114-3
SiO <sub>2</sub>	39,92	42,52	40,74	40,10	41,64	41,46	40,06	39,68	41,09	43,62	41,48	42,27
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,03	0,10	0,08	0,06	0,32	0,06	0,09	0,10	0,06	0,15	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,72	20,32	20,88	21,20	21,68	20,84	20,02	22,00	21,72	21,34	22,50	20,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,36	0,34	0,22	3,57	3,28	2,59	5,62	4,75	0,93	1,56	0,42	0,14
FeO	22,84	26,99	26,48	23,74	22,17	24,12	23,44	23,93	22,67	19,72	20,37	19,06
MnO	0,25	1,08	0,27	0,32	0,51	0,12	0,40	0,34	0,54	0,25	0,35	0,16
MgO	8,04	7,02	7,91	9,01	8,91	8,98	8,10	8,02	10,66	10,93	12,46	15,00
CaO	1,26	1,13	1,82	0,90	1,25	2,02	1,57	1,55	0,91	1,49	0,78	0,85
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,29	0,11	0,32	0,31	-	-	-	0,12	0,27	0,62	0,12
K <sub>2</sub> O	0,24	0,21	0,28	0,30	0,33	-	-	-	0,28	0,52	0,31	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	He обн.	0,29	He обн.	0,14	He обн.	-	-	-	0,11	He обн.	He обн.	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,84	0,14	0,29	0,32	-	-	-	-	0,08	0,43	0,39	0,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,11	0,10	0,05	0,08	0,07	-	-	0,28	0,08	0,04	0,30
Сумма	100,28	100,19	99,40	99,91	100,22	100,52	99,27	100,36	99,38	100,27	99,81	99,65
$\frac{Fe}{Mg+Fe} 100\%$	67,3	68,6	65,4	62,7	61,3	62,3	66,4	65,3	56,0	52,0	48,3	41,8
Прочие сосуществующие минералы	Bi, Sil, Cor	Bi, Sil, Cor	Bi, Нур	Bi, Нур, Cor	Bi, Cor	Bi, Cor, Нур	Bi, Cor	Bi, Sil, Cor	Bi, Sil, Cor	Bi, Sil	Bi, Нур	Bi, Нур, Sil

на и силлиманита, железистостью граната в этих породах 37-43 (Маракушев, Кудрявцев, 1965; Шкодзинский, 1973).

По типам парагенезисов и значениям в них железистости граната на территории Алданского шита могут быть выделены три метаморфические зоны - западная, восточная и южная. Западная зона (междуречье Алдана и Тимптона, севернее Южно-Якутского каменноугольного бассейна) характеризуется преимущественным распространением парагенезисов биотит-кордиерит-гранатовой и частью переходной между биотит-кордиерит-гранатовой и биотит-силлиманит-гранатовой минеральных фаций с железистостью граната 78-67. Восточная зона (междуречье Тимптона и Учюра, севернее р. Гонам) включает площади развития биотит-силлиманит-гранатовой фации и переходных фаций между биотит-силлиманит-гранатовой и биотит-кордиерит-гранатовой, биотит-кордиерит-гранатовой и гиперстен-кордиерит-гранатовой, железистость граната здесь 71-63. Южная зона (верхние течения рек Алдана, Тимптона, Сутама, Алгомы и Тыркана, южнее системы мезозойских грабен) на большей части своей территории представлена биотит-силлиманит-гранатовой фацией с железистостью граната 65-57, а в бассейне р. Сутам - биотит-кордиерит-гранатовой, гиперстен-кордиерит-гранатовой и гиперстен-силлиманитовой минеральными фациями с железистостью граната в первых двух 56-48, а в последней - 48-37.

Известные на Алданском шите волластонитсодержащие регионально-метаморфические известково-силикатные сланцы преимущественно распространены в западной зоне, спорадически встречаются в наименее глубинных районах развития биотит-силлиманит-гранатовой фации восточной зоны и совершенно отсутствуют в южной зоне (Кицул, 1973). Гранатсодержащие основные кристаллические сланцы Алданского шита, наоборот, наиболее широко распространены в южной зоне, нередко встречаются в восточной зоне, но совершенно отсутствуют в западной зоне (Кицул и др., 1973).

Выявленная неоднородность Р-Т условий метаморфизма алданского гранулитового комплекса, видимо, отражает региональную метаморфическую зональность прогрессивного этапа метаморфизма. Последняя могла быть обусловлена неодинаковым геотектоническим режимом формирования метаморфических комплексов, что отражается в их неодинаковом формационном составе в разных метаморфических зонах (Кицул и др., 1974). Кроме того, алданский комплекс в южной части шита, видимо, более глубоко эродирован, чем в центральных и северных его частях, о чем свидетельствует почти полное отсутствие здесь карбонатсодержащих метаморфических толщ, слагающих верхние части разрезов алданского комплекса.

Наряду с региональной метаморфической зональностью, выражающейся в существовании трех метаморфических зон, устанавливается метаморфическая неоднородность более высокого порядка. Последняя проявляется в существовании в пределах метаморфических зон ограниченных площадей с аномально повышенными (районы 12а-d, см. рис. 2) или пониженными (районы 9 и 10, см. рис. 2) значениями

железистости граната по сравнению с железистостью граната смежных участков. Эта метаморфическая неоднородность скорее всего отражает последующие восходящие дифференциальные блоковые движения, связанные с воздыманием кристаллического фундамента (после кульминационного этапа прогрессивного метаморфизма). Аномально повышенная железистость граната всегда отмечается на площадях преимущественного распространения карбонатсодержащих метаморфических толщ, а пониженная, наоборот, в бескарбонатных толщах, что может указывать на относительную опущенность первых и приподнятость последних в блоковой структуре алданского гранулитового комплекса.

## А Б С Т Р А К Т

On the basis of mineral paragenesis with the help of PT diagram, built considering the melting phase, there are distinguished mineral facies in migmatites of poor in Ca highalumina gneises of Aldan Shield and the heterogeneity of culmination stage conditions of progressive metamorphism is demonstrated.

## ЛИТЕРАТУРА

- Гранулитовая фация метаморфизма. 1972. Л., "Наука".
- Карсаков Л.П. 1973. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. Автореф. канд. дис. Владивосток.
- Кастрыкина В.М. 1974. Петрология сутамского метаморфического комплекса. Автореф. канд. дис. М.
- Кицул В.И. 1971. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского шита. - В кн. "Метаморфические пояса СССР". Л., "Наука".
- Кицул В.И. 1972. О температурных и глубинных субфациях гранулитовой фации (на примере Алданского шита). - В кн. "Геология докембрия". Докл. сов. геологов на МГК. Л., "Наука".
- Кицул В.И. 1973. Волластонитсодержащие парагенезисы в метаморфических породах гранулитовой фации Алданского шита. - В кн. "Петрология гранулитовой фации Алданского шита". М., "Наука".
- Кицул В.И., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И. и др. 1974. Формации и минеральные фации архейских метаморфических пород Алданского шита. В кн. "Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири" Иркутск.
- Кицул В.И., Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. 1973. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации. - В кн. "Петрология гранулитовой фации Алданского шита". М., "Наука".
- Кулиш Е.А. 1964. Кварциты архея в южной части Алданского шита. Магадан.
- Кулиш Е.А. 1967. Гранаты Алданского шита. - Геология и геофизика, № 5.
- Лавренко В.И. 1953. Гранаты алданского комплекса. - Минерал. сборник Львовского геол. о-ва. № 7.

- Маракушев А.А., Кудрявцев В.А. 1965. Парагенезис гиперстена с силлиманитом и его петрологическое значение. — Докл. АН СССР, т. 164, № 1.
- Шкодзинский В.С. 1973. Соотношение железистости гранатов в субстрате и жильном материале мигматитов и петрологический смысл пониженной железистости граната в жильном материале. — Докл. АН СССР, т. 209, № 5.
- Шкодзинский В.С., Кицул В.И. 1974. Диаграмма Р-Т для бедных кальцием кварцсодержащих пород с явлениями плавления. — В кн. "Термодинамический режим метаморфизма". Л.
- Эволюция вещества при ультраметаморфизме. 1972. Л., "Наука".

В. Н. МОШКИН, И. Н. ДАГЕЛАЙСКАЯ

## **ПРОЦЕССЫ МАТАСОМАТИЧЕСКОЙ АНОРТОЗИТИЗАЦИИ И ИХ РОЛЬ В ГЛУБИННОМ ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ ДОКЕМБРИЯ**

Под метасоматической анортозитизацией мы понимаем совокупность метасоматических процессов преобразования минерального и химического состава и структуры исходных горных пород в направлении приближения их по составу и структуре к анортозитам. Изучение этих процессов, проходящих в основном в глубоких зонах земной коры, имеет большое значение прежде всего для познания генезиса анортозитов, особенно катазональных (Мошкин и др., 1967), а также для уточнения наших представлений о характере глубинного петрогенезиса в докембрии.

Насколько известно авторам, термин "анортозитизация" ввел Барт в 1952 г. при рассмотрении возможности метасоматического генезиса анортозитов. Несколько позже Мишо (Mishot, 1955) впервые установил и кратко описал проявления метасоматической анортозитизации в докембрийских основных породах Норвегии. В последующие годы проявления процессов анортозитизации были установлены и более детально изучены в докембрийских комплексах различных районов Земли — на Алдано-Становом шите (Мошкин, 1962; Баженова, 1967; Мошкин, Дагелайская, 1964, 1972), в фундаменте Русской платформы, в Гренландии (Половинкина, 1964; Жданов, 1968; Богданова, Лапинская, 1968), в выступах докембрийского фундамента складчатой системы Кордильер (Nielsen, 1962, 1963, 1969) и т.д.

Анализ и обобщение результатов всех этих исследований позволяют наметить некоторые характерные особенности проявления процессов анортозитизации в глубоких зонах земной коры — зонах, соответствующих Р-Т условиям гранулитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма.

Характеристика процессов анортозитизации, проходящих в Р-Т условиях гранулитовой фации. Наиболее детально проявления этих процессов изучены на Алдано-Ста-

новом щите. Многочисленные участки аноксидизации приурочены здесь к горст-антиклинорным выступам раннеархейского фундамента Становой складчатой области, входящей в гетерогенную структуру щита. В этих же структурах располагается и несколько огромных массивов катазональных аноксидитов (Мошкин и др., 1967; Мошкин, Дагелайская, 1972). Отдельные участки аноксидизации площадью от десятков и сотен квадратных метров до 10 км<sup>2</sup> и более прослеживаются в пределах указанных горст-антиклинорных выступов на протяжении сотен километров. Проявление процессов аноксидизации установлено как внутри аноксидитовых массивов (аноксидизация реликтов вмещающих пород) и в зонах их экзоконтактов, так и в удалении от этих массивов на десятки километров.

Аноксидизации подвергались далеко не все породы раннего архея. Эти процессы проходили избирательно, захватывая только породы основного и ультраосновного состава. Наиболее распространены среди них разнообразные мелко- и среднезернистые двупироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, образующие в разрезе нижнеархейских джанинской и курультинской серий мощные "пачки". В состав этих пород входит, как правило, 40-60% плаггиоклаза андезитового состава, 25-30% ромбического пироксена и до 15% моноклинного пироксена. Иногда присутствует небольшое количество биотита и бурой роговой обманки. Структура пород обычно гранобластовая, текстура слабополосчатая. Характерной минеральной ассоциацией для этих пород является<sup>1</sup>:  $Pl_{37-48} + Or_{16-39} + Cr_{23-43}$ . К описанным породам по общему составу и структуре весьма близки среднезернистые мезократовые пироксен-плаггиоклазовые породы, нередко встречающиеся в виде пластообразных или линзовидных "ксенолитов" внутри аноксидитовых массивов. Характерной минеральной ассоциацией для этих пород является  $Pl_{40-47} + Or_{40-43} + Cr_{30-47}$ .

Метаморфизованные ультраосновные породы, слагающие среди нижнеархейской толщи мелкие, как правило, согласные тела, характеризуются преобладанием в своем составе пироксенов и частым присутствием оливина, а также массивной текстурой. Характерной минеральной ассоциацией для них является<sup>1</sup>:  $Or_{21-36} + Cr_{28-32} \pm Pl_{57-60} \pm Ol_{20-45}$ . Нижнеархейские породы Становой области, в состав которых входят и все вышеописанные породы, по данным А.А. Маракушева (1965), Л.П. Карсакова (1973) и других, метаморфизованы в условиях гранулитовой фации повышенных давлений при  $P = 9-11$  кбар и  $T = 800-1100^{\circ}$ .

<sup>1</sup> Здесь и далее приняты следующие сокращения: Pl - плаггиоклаз, Or<sub>x</sub> - ортопироксен, Cr<sub>x</sub> - клинопироксен, Ol - оливин, Mgt - магнетит, TMgt - титаномагнетит, Ap - апатит, Sill - силлиманит, Gr - гранит, Bi - биотит, Mu - мусковит, Qz - кварц, Amf - волокнистые амфиболы, Ca - кальцит, Hb - роговая обманка. Цифра в знаменателе символа - значение общей железистости минерала (у плаггиоклаза она означает его основность).

Анортозитизация начинается в большинстве случаев с появления среди мелко- и среднезернистых кристаллических сланцев отдельных согласных прожилков и желваков, сложенных крупнозернистым агрегатом плагиоклаза и пироксена или одним плагиоклазом. Постепенно количество и размер таких крупнозернистых пироксен-плагиоклазовых обособлений увеличивается, отдельные прожилки и желваки сливаются между собой, образуя участки очень неоднородного полосчато-пятнистого сложения. Одновременно происходит дальнейшее "осветление" таких участков и приближение их по составу и структуре к анортозитам. Темноцветные минералы (пироксен и рудные) или обособляются в самостоятельные линзочки и прожилки или ими обогащаются кристаллические сланцы на контакте с анортозитами. Таким образом, в ходе анортозитизации возникают, с одной стороны, крупнозернистые, почти чисто плагиоклазовые породы, практически ничем неотличимые от анортозитов, слагающих самостоятельные массивы, с другой — меланократовые существенно пироксеновые породы, обычно обогащенные титаномagnetитом и магнетитом. Часто наблюдается и морфологически другой тип анортозитизации, начинающийся с появления в мелко-, среднезернистых кристаллических сланцах и метакристаллических сланцах отдельных крупных метакристаллов плагиоклаза. Постепенно увеличивающееся количество таких метакристаллов приводит к образованию сначала порфировидных (порфиробластических) габбро-анортозитов, основная мелко- или среднезернистая ткань в которых представлена реликтами пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, а затем, по мере замещения или перекристаллизации реликтовых минералов, к появлению однородных анортозитов.

Контакты анортозитизированных участков с вмещающими породами, как правило, расплывчатые.

По составу образующихся плагиоклазов описываемые процессы анортозитизации разделяются нами на процессы лабрадоритизации, ведущие к образованию темных, часто иризирующих лабрадоритов, и процессы основной андезинизации, конечным продуктом которой являются розоватые андезиниты. Оба этих процесса протекали в пределах одних и тех же зон, будучи, однако, несколько разделены во времени (наблюдается наложение андезинизации на уже лабрадоритизированные породы).

Как показали исследования авторов статьи, характер минеральных преобразований в ходе лабрадоритизации и основной андезинизации и химизм этих процессов заметно различны. В ходе лабрадоритизации минеральные преобразования сводятся в основном к замещению исходных минералов плагиоклазом лабрадоритового состава и резко подчиненным ему в количественном отношении гиперстеном с возникновением устойчивой ассоциации  $Pl_{50-57} + Or_{43-55}$ . Сущность химических преобразований исходных пород при этом состоит в привносе Al и Na и выносе  $Fe^{2+}$ , Mg,  $Fe^{3+}$  и Ti. Поведение Si, Ca и K меняется в зависимости от состава анортозитируемых пород.

В ходе основной андезинизации минеральные преобразования состоят в замещении исходных минералов андезином (преобладающий минерал) и клинопироксеном с образованием устойчивой ассоциации  $P1_{45-49} + CPx_{49-61}$ . Химизм этого процесса отличается от вышеописанного некоторым повышением в привносе роли Na, Si и K и понижением роли Al, который в определенных случаях (например, при андезинизации лабрадоритов) может даже выноситься.

В общем, в процессе анортозитизации (как лабрадоритизации, так и андезинизации) заметно повышаются общая глиноземистость, общая щелочность и общая железистость вновь возникающих пород, а также степень окисленности железа в них. Образующийся в ходе анортозитизации ромбический или моноклинный пироксен характеризуется более высокой железистостью, чем пироксены исходных пород.

Развивающиеся сопряженно с метасоматическими анортозитами меланократовые метасоматиты, обогащенные цветными и рудными минералами, представляют собой в большинстве случаев очень неоднородные породы, для которых характерны полиминеральные ассоциации типа:  $OPx_{13-23} + CPx_{8-37} + Mg_n + TMgn + SIm_{\pm}O1_{15-20} \pm P1_{50-67} \pm Nb_{\pm}Ar$ . Процессы, приводящие к образованию этих пород, можно рассматривать как процессы базификации, диалектически связанные с анортозитизацией. Химизм процесса базификации (как показывает расчет баланса вещества в серии пироксен-плаггиоклазовый кристаллический сланец - меланократовый метасоматит) заключается в привносе Mg, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Ti и выносе Na, K и Al (поведение Ca и Si изменчиво). В процессе базификации понижаются общая глиноземистость, общая щелочность и общая железистость пород, уменьшается также железистость цветных минералов.

Таким образом, химизм базификации противоположен химизму анортозитизации. Меланократовые метасоматиты являются аккумуляторами большей части выносимых при анортозитизации Mg, Fe и Ti. В то же время выносимые из участков базификации Na, Al и частично K фиксируются на участках анортозитизации. Следовательно, в целом в пределах зон анортозитизации происходит локальное перераспределение вещества. Однако изучение баланса вещества с учетом сравнительного распространения различных пород в зонах анортозитизации не позволяет объяснить образование такого количества лейкократовых метасоматитов (анортозитов) за счет только внутреннего перераспределения вещества в пределах этих зон. Неизбежно допущение привноса Al и Na, а при андезинизации также и Si и K извне.

Анализ минеральных ассоциаций, возникающих в ходе анортозитизации, показывает, что этот процесс протекал в условиях гранулитовой фации, но при более низком общем давлении по сравнению с давлением, характерным для регионального метаморфизма исходных пород. Температура процесса была близка или несколько выше температуры регионального метаморфизма исходных пород (800-1100°).

Помимо Алдано-Станового шита анортозитизация подобного типа отчетливо проявлена в норитах так называемой глубокой катазоны

Норвегии на юге Руголанда (Michot, 1969; Franssen, Deutsch, 1973) в норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии (Жданов, 1968) и в метаморфизованных нижнедокембрийских породах района Кандалакси (устное сообщение Е.В. Шаркова) на Кольском полуострове, а также в архейской толще пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев Волго-Уральского поднятия фундамента Русской платформы (Богданова, Лапинская, 1968). Кроме того, анализ литературных материалов А.Н. Вишневого, Рысина и других геологов по Анабарскому шиту и ряда североамериканских геологов (Budington, 1939; Martignole, Schriyver, 1972) по Гренвильской провинции Канадского щита (район Адирондака и Морина) позволяет со значительной долей уверенности предполагать и в этих регионах довольно широкое проявление процессов анортозитизации, подобных описанным.

Характеристика процессов анортозитизации, проходящих в P-T условиях амфиболитовой фации. Метасоматическая анортозитизация, проходящая в таких условиях, установлена и детально изучена А. Хиетанен (Hietanen, 1962, 1963, 1969) в районе Бельс Бутте в штате Айдахо в США; В геологоструктурном отношении зона анортозитизации приурочена к выходам докембрийского фундамента фанерозойской складчатой системы Кордильер, представленного в рассматриваемом районе главным образом метаморфическими породами серии Белт. Анортозитизация широко проявлена на территории площадью около 1000 км<sup>2</sup> и захватывает лишь породы самой нижней части серии Белт, выделяемой Хиетанен в качестве формации Бельс Бутте. В состав этой формации кроме толщи силлиманит-гранат-слюдистых сланцев, содержащей пачки кварцитов и линзы известково-силикатных пород, Хиетанен включает и анортозиты. Анортозиты слагают здесь три средних по размерам (площадью около 50 км<sup>2</sup> каждое) и множество мелких линзовидных и пластообразных тел, образующихся, по мнению указанного исследователя, в результате процессов анортозитизации. Метаморфические породы формации Бельс Бутте регионально метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Для них типичными минеральными ассоциациями являются:

1.  $Sill+Gr+Bi+Mu+Qz+Pl$  <sub>15-20</sub> (для сланцев);
2.  $Qz+Mu+Bi+Gr+Arf$  (для кварцитов);
3.  $Spx_{10-15}+Amf_{24}+Qz+Pl_{25-85}+Ca$  (для известково-силикатных пород). Структура пород мелко- и среднезернистая, лепидогранобластовая и гранобластовая, текстура полосчатая.

Наиболее интенсивной анортозитизации подвергаются сланцы, наименьшей - кварциты. Устойчивость известково-силикатных пород к анортозитизации оценивается Хиетанен противоречиво. Анортозитизация сводится к постепенному замещению минералов исходных пород основными плаггиоклазами, нередко сопровождающимися образованием роговой обманки и биотита. Анортозитизация начинается с появления в сланцах отдельных крупных зерен плаггиоклаза и их скопленений, замещающих кварц и цветные минералы. Постепенное увели-

чение их количества приводит к появлению среди сланцев линзо- или полоскообразных участков очень неоднородных, неравномерно-зернистых полосчатых пород, в составе которых основной плагиоклаз начинает преобладать. Дальнейшее течение процесса приводит к появлению множества различных по размерам (длиной от 1 м до 2-3 км, при мощности от нескольких десятков сантиметров до нескольких сотен метров) линзо- и пластообразных тел биотит- и амфиболсодержащих анортозитов, залегающих среди частично анортозитизированных сланцев и имеющих с ними очень сложные контакты с постепенными переходами от одних пород к другим. В зонах максимальной анортозитизации таким же путем сформировались и наиболее крупные из имеющихся в районе анортозитовые тела. Внутри них содержится много реликтов в различной степени анортозитизированных слюдистых сланцев и в отдельных случаях кварцитов и известково-силикатных пород, залегающих согласно со структурами вмещающих анортозиты метаморфических пород. В пределах этих тел также можно наблюдать все стадии постепенного перехода от крупнозернистых массивных однородных анортозитов к сланцам.

Как показали детальные исследования, в проявлении процессов анортозитизации устанавливаются две стадии: битовнитизация и основная андезинизация. В конечном результате битовнитизации (первой по времени проявления стадии процесса анортозитизации) сформировались различные по размерам тела битовнитовых анортозитов с характерной ассоциацией  $Pl_{80-85} + Hb + Vi + CPx$ , сопровождаемые в той или иной степени битовнитизированными сланцами и другими породами формации Бельс Бутте. Во вторую стадию происходила частичная андезинизация битовнитов и вмещающих их пород с развитием минеральной ассоциации типа  $Pl_{43-55} + Pl_{80-85} + Hb_{50} + Vi + Mu$ , реже -  $Pl_{43-50} + Hb_{50} + Vi$ , а также более сложных минеральных ассоциаций, характерных для частично анортозитизированных пород.

Как показывает расчет баланса вещества, химизм процесса анортозитизации слюдистых сланцев и кварцитов сводится в основном к привносу Al, Ca и Na и выносу Si, K, Fe, Mg и Ti. При этом на стадии битовнитизации главную роль играет привнос Al и Ca, а на стадии андезинизации - привнос Na и Al. При анортозитизации известково-силикатных пород избыток Ca выносятся. Специфической особенностью минералообразования в зонах анортозитизации рассматриваемого района является развитие здесь высокоглиноземистых минералов - силдманита, кианита, реже - андалузита. Количество этих минералов, особенно кианита, в сланцах заметно возрастает по направлению к зонам контакта с анортозитовыми телами; нередко высокоглиноземистые минералы присутствуют и в анортозитах, а иногда и в меланократовых метасоматитах. Обогащение пород зон анортозитизации высокоглиноземистыми минералами, нередко замещающими биотит, по-видимому, также может свидетельствовать о появлении в этих зонах избыточного количества Al.

Сопряженно с образованием анортозитов формируются меланократовые метасоматиты, представленные здесь многочисленными лин-

зами и пластами (длиной от метра до нескольких километров) амфиболитов, главным образом гранатовых, и иногда существенно биотитовыми породами. Они располагаются как среди анортозитизированных (в различной степени) сланцев, концентрируясь в экзоконтактных зонах анортозитовых тел, так и внутри этих тел. Образование меланократовых метасоматитов, по-видимому, связано с обогащением исходных пород железо-магнезиальными компонентами, выносимыми при образовании анортозитов, и представляет собой проявление локальных фронтов базификации, диалектически связанной с анортозитизацией.

Анализируя состав исходных пород формации Бельс Бутте и характер процессов, Хиетанен (1963, 1966) делает предположительный вывод о том, что метасоматическая анортозитизация идет в основном за счет перераспределения вещества внутри зоны (допускается миграция вещества на короткие расстояния). Лишь при анортозитизации она допускает привнос Na из-за пределов зоны анортозитизации. Однако анализ общего баланса вещества (с учетом распространенности пород), проведенный нами по материалам Хиетанен, показывает, что для образования анортозитов только перераспределением вещества внутри зоны не обойтись, необходимо допустить привнос извне добавочного количества Al, Ca и Na и вынос Si и K<sup>1</sup>. Описываемая анортозитизация проходила при давлении 4 кбар и при температуре 500°. Хиетанен отмечает при этом, что общее давление в зонах максимальной анортозитизации было несколько ниже, чем в окружающем районе, в то время как P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> в этой зоне, наоборот, было несколько выше, чем за ее пределами.

Некоторые общие черты процессов анортозитизации и их роль в глубинном петрогенезисе. Суммируя изложенное выше, можно наметить следующие характерные черты процессов метасоматической анортозитизации.

1. Анортозитизации подвергаются породы различного состава (как основные, так и кислые), структуры и текстуры.

2. Сущность минералогических преобразований при анортозитизации состоит в метасоматическом замещении минералов исходных пород плагиоклазами среднего или основного состава (от № 43-47 до № 80-85). Устанавливается четкая тенденция к переходу в процессе анортозитизации от полиминеральных ассоциаций к мономинеральным. Структура пород стремится к крупнозернистой, текстура — к массивной.

3. В проявлении процессов анортозитизации намечается определенная стадийность, причем с более ранней стадией анортозитизации связывается формирование более основных плагиоклазов, а с более поздней — относительно более кислых плагиоклазов.

4. Сущность химизма процесса анортозитизации состоит в привносе в исходные породы Al и Na и выносе из них Fe, Mg и Ti.

<sup>1</sup> Не исключено, конечно, что часть кварцитов формации Бельс Бутте возникла метасоматическим путем за счет фиксации этого кремния.

Поведение Ca, Si и K меняется в зависимости от состава исходных пород и стадии процесса. В зависимости от стадии процесса меняется также относительная роль в привносе Al и Na.

5. С процессами анортозитизации всюду сопряжены локальные проявления базификации с образованием меланократовых метасоматитов, часто обогащенных титаномагнетитом, ильменитом и другими рудными минералами. Эти породы являются аккумуляторами Fe, Mg, Ti и других компонентов, выносимых при анортозитизации.

6. По химизму процесс анортозитизации противоположен базификации. Он заметно отличается также и от гранитизации, хотя между ними есть и черты существенного сходства (состав выносимых компонентов для обоих процессов в принципе одинаков, в привносе велика роль щелочей и т.д.). Сходство с гранитизацией особенно заметно у поздних стадий процессов анортозитизации, когда в привносе возрастает относительная роль Na, а часто и K и Si и уменьшается роль Al.

7. Процессы анортозитизации могут протекать в широком интервале давлений (от 5 до 9 кбар) и температур (от 500 до 1100°). При этом важно отметить, что анортозитизация идет при несколько более низком давлении и несколько более высокой температуре, чем давление и температура регионального метаморфизма исходных пород (т.е. процессы проходят в зонах относительного разуплотнения и разогрева коры).

8. Значение метасоматических процессов анортозитизации в формировании глубоких зон коры весьма велико. Эти процессы играли крупную (в ряде случаев, по-видимому, ведущую) роль в формировании катазональных анортозитов (Мошкин, 1962; Мошкин и др., 1967; Дагелайская, 1972), нередко слагающих пояса, протягивающиеся на сотни километров (Nietanen, 1969).

Процессы анортозитизации все еще слабо изучены, их характерные черты мало известны широкому кругу геологов-докембристов, нередко, по-видимому, пропускающих проявления этих процессов в поле, в связи с чем масштабы этих явлений явно недооцениваются. Между тем относительно широкий диапазон проявлений анортозитизации в пространстве (на разных континентах, в различных структурах, глубинных зонах и т.д.) и во времени (от раннего архея до позднего докембрия) и масштабы уже выявленных (при целенаправленных исследованиях) зон анортозитизации позволяют утверждать, что эти процессы имели в докембрии широкое, возможно глобальное, развитие.

С процессами анортозитизации диалектически связано и образование многочисленных тел меланократовых метасоматитов, часто содержащих богатые залежи титановых руд.

Дифференциация вещества в процессе анортозитизации ведет, по-видимому, к образованию промежуточного по свойствам (между базальтовым и гранитным) слоя земной коры.

In Pre-Cambrian complexes of some regions of the Earth (Alsan-Stanovoy and Baltic shield, basement of folded system of Cordillera and etc.) there were established manifestations of processes of Metasomatic anorthositization. The essence of these processes were taking place in P-T conditions of granulite and amphibolite facies of metamorphism consists in substitution of minerals of various original rocks by plagioclase, the composition of which varies (depending on stage and conditions of process) in the interval from N 40 to N 85. By chemism processes of anorthositization are opposite to basification. These processes also greatly differ from granitization though there are features of essential similarity between them. The processes of metasomatic anorthositization played great role in the formation of katazonal anorthosites.

ЛИТЕРАТУРА

- Баженова Т.Н. 1967. Петрология Каларского массива анортозитов. Иркутск.
- Богданова С.В., Лапинская Т.А. 1968. К петрографии кристаллического фундамента Оренбургской области. - Труды Моск. ин-та нефтехим. и газов. пром-сти, вып. 76.
- Жданов В.В. 1968. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., "Наука".
- Карсаков А.П. 1973. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. Владивосток.
- Маракушев А.А. 1965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука".
- Мошкин В.Н. 1962. Докембрий восточной части хребтов Станового и южной части хребта Джугджур. Л.
- Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. 1964. Анортозитовая формация хребтов Станового и Джугджур. - В кн. "Магматические формации". М., "Наука".
- Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. 1972. Докембрийские анортозиты СССР. - В кн. "Петрология".
- Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н., Зленко Н.Д. 1967. Раннедокембрийские интрузивные образования хребта Джугджур. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 122. "Докембрий восточных районов". М., "Недра".
- Половинкина Ир.Ю. 1964. К вопросу о происхождении анортозитов Украины. - Труды Лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 19.
- B u d d i n g t o n A.P. 1939. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. -- Mem., Geol. Soc. America, v. 7.
- F r a n s s e n L., D e u t s c h S. 1973. Un cas d'anorthosite résiduel par ultramétamorphisme de roshos supracrustales (Vikesæ, Nervége méridionale). - Ann. Soc. géol. Belg., N 2.
- H i e t a n e n A. 1962. Metasomatic metamorphism in Western Clearwater county, Idaho. - Geol. Survey, Profess. Paper, N 344-A.
- H i e t a n e n A. 1963. Anorthosite and associated rocks in the Boehls Butte quadragle and vicinity, Idaho. - Geol. Surv., Profess. Paper, N 344-B.

- Hietanen A. 1969. Metamorphic environment of anorthosites in the Boehles Bette Area, Idaho. — Mem. N.Y. State Mus. Sci. Surv., N 18.
- Martignole I., Schrijver R. 1972. Petrology and structure of the Morin anorthosite. — Internat. Geol. Congr., XXIV sess., Montreal. Guidebook, Excursion B-01.
- Michot P. 1955. Anorthosites et anorthosites. — Bull. Acad. roy. Belgique, ser. 5, v. 41.
- Michot P. 1969. Geological environment of the anorthosites of South Rogoland, Norway. — Mem. N.Y. State Mus. Sci. Surv., N 18.
- Michot I., Michot P. 1969. The problem of anorthosite the South-Rogaland igneous complex, southwestern Norway. — Mem. N.Y. State Mus. Sci. Surv., N 18.

И. Г. КЛУШИН, И. И. АБРАМОВИЧ

## **ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНИЗМА И ПРИРОДА АНОМАЛИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА В ПРЕДЕЛАХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ШИТОВ**

### **ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Петрохимический анализ нижнедокембрийских вулканитов, слагающих зеленокаменные пояса киватинского типа, выявляет закономерное отличие их от всех более поздних образований. Для них типичны повышенное содержание феминических компонентов, крайне низкая концентрация калия (обычно 0,5%) и резкое преобладание закисного железа над окисным (Абрамович, Дворнина, 1972). Все это заставляет рассматривать указанные породы в качестве наиболее ранних "примитивных" продуктов слабо дифференцированной мантии Земли. Отсутствие среди фанерозойских образований петрохимических эквивалентов нижнедокембрийских вулканитов представляется вполне закономерным: все параметры состава этих образований отвечают крайней экстраполяционной точке эволюционного тренда химизма пород, устанавливаемого в пределах фанерозоя.

Устойчивое постоянство состава зеленокаменных поясов всегда учитывалось при межконтинентальной стратиграфической корреляции докембрия ("Геохимические рубежи ...", 1972; Салоп, 1973). Вместе с тем более детальный сравнительный анализ химизма нижнедокембрийских вулканитов обнаруживает существенные различия между ними. Устанавливаются статистически значимые колебания среднего содержания таких компонентов, как железо, алюминий, калий, в меньшей мере магний, кальций и натрий. Представляется, что этот факт заслуживает особого внимания, поскольку с изменениями состава пород коррелированы весьма ощутимые различия в рудоносности докембрийских шитов.

Природу отмеченной петрохимической и металлогенетической специализации щитов, вероятно, следует связывать с особенностями их глубинного строения. Наиболее обобщенную характеристику мантийных и коровых масс в интервале глубин, достигающих сотен километров, дает величина аномального гравитационного потенциала. Соответствующие сведения доставляются с помощью астрогеодезических, гравиметрических и траекторных спутниковых измерений. Наибольшей точностью и совершенством отличаются данные, основанные на длительном изучении траекторий серии 10–20 искусственных спутников с помощью лазерных и оптических систем (Gaposchkin, Lambeck 1971; Yeonoulis a. oth., 1972).

Авторы привлекли для целей анализа обобщения мировой системы астрогеодезических измерений (Baragar, 1966) три сводки по превышениям геоида над сфероидом – результаты наблюдений за спутниками (Guier, Newton, 1965, Gaposchkin, Lambeck, 1971; Yeonoulis a. oth., 1972) – и глобальные обобщения наземных гравиметрических данных (Kaula, 1972).

Сведения о величине аномального гравитационного потенциала в пределах докембрийских щитов суммированы в табл. 1 и 2. В первой из них приведены минимальные, максимальные и средние превышения геоида над сфероидом ( $h, m$ ). Щиты ранжированы с учетом совокупности астрогеодезических и спутниковых данных, причем предпочтение отдано двум последним сводкам (Gaposchkin, Lambeck, 1971; Yeonoulis a. oth., 1972). Во второй таблице сохранены лишь те щиты, для которых имелись сведения о химическом составе раннедокембрийских базальтоидов. Значения потенциала приведены для ареалов этих пород.

Как явствует из приведенных таблиц, вне зависимости от процедуры получения гравитационной характеристики, наблюдаются устойчивые закономерные различия между щитами. При этом Украинский и Балтийский щиты неизменно занимают первые места, а Индостанский и Канадский – последние в ряду убывающих значений геопотенциала.

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Для сравнения анализа состава базальтоидов из ранних щитов было использовано более тысячи полных химических анализов (табл. 3). Это сравнение выявляет вполне отчетливые тенденции изменения концентрации ряда компонентов пород (табл. 4). Наиболее строгое соответствие наблюдается между значениями геопотенциала и содержанием железа в породах (рис. 1).

Для объяснения вариаций содержания калия и тесно связанной с ним окисленности железа, по-видимому, проще всего привлекать представления о влиянии последующих преобразований пород, обусловленных гранитизацией и метаморфизмом. В пользу этого свидетельст-

Таблица 1

Характеристика гравитационного потенциала докембрийских шитов

Докембрий- ский шит	Превышения геоида над сфероидом (м) и ранги шитов									
	I. Fisher (1960) $\alpha = 1 : 298, 3$	Ранг	W.Guier, R.Newton (1965) $\alpha = 1 : 298,3$	Ранг	E.Gaposchkin, K.Lambeck (1971) $\alpha = 1 : 298,258$	Ранг	S. Yionoulis, F.Heuring, W.Guier (1972) $\alpha = 1 : 298,26$	Ранг	Ранг с уче- том всех опре- деле- ний	
Украинский	+10÷+15;+12	1	+15÷+25;+18	3	+30÷+43;+37	2	+20÷+24;+22	3	2	
Балтийский	+8÷+18;+10	2-3	+20÷+50;+35	1	+15÷+37;+27	3	+20÷+30;+24	2	3	
Анабарский	≈ -15	8	-15÷+3; -7	10	-12÷-7; -10	7-8-9-10	-15÷-10;-12	11	11	
Алданский	≈ +10	2-3	-10÷+15; 0	6-7-8	-12÷-5; -10	7-8-9-10	-15÷-5; -10	9-10	9	
Индостанский	-50÷-30; -45	10	-70÷-55;-60	14	-85÷-60;-75	14	-90÷-60;-70	14	14	
Гренландский	-	-	+20÷+40;+27	2	+20÷+50;+40	1	+20÷+50;+40	1	1	
Каналский	-30÷-10;-18	9	-40÷-5; -25	13	-35÷-18;-20	13	-35÷-10;-30	13	13	
Гвианский	≈ -5	6	-25÷-10;-18	12	-20÷-10;-15	11-12	-10÷+10; 0	7-8	8	
Бразильский	-	-	-12÷ +5; 0	6-7-8	-15÷-5; -10	7-8-9-10	-15÷+15; 0	7-8	7	
Родезийский	-15÷ -5; -8	7	-8÷+8; 0	6-7-8	+5÷+10; +8	6	+10÷+15;+12	6	6	
Трансваальский	0÷+10; +7	4-5	+5÷+20;+12	4	+15÷+20;+18	4-5	+15÷+20;+17	5	5	
Западно- Австралийский	-	-	-15÷+10; -5	9	-30÷ 0;-15	11-12	-20÷+10;-10	9-10	10	
Антарктический	-	-	-40÷+10;≈-15	11	-25÷+10; ≈-10	7-8-9-10	-45÷+20;≈-15	12	12	
Воронежский кристалличес- кий массив	+5÷+8; +7	4-5	0÷+10; +5	5	+15÷+22;+18	4-5	+19÷+22;+20	4	4	

Таблица 2

Характеристика гравитационного потенциала в зеленокаменных поясах докембрийских щитов

Докембрийский щит, ареал	Превышение геоида над сфероидом, м				Ранги щитов по разным данным		
	Траекторные спутниковые измерения			Астрогеодезические измерения	спутниковые измерения	астрогеодезия	гравиметрия (Kaula, 1972)
	W.Guier, R.Newton (1965)	E.Gaposhkin, K.Lambeck (1971)	S.Yionoulis, F.Heuring, W.Guier (1972)				
<u>Украинский</u>					1-2	1	1
Криворожско-Кременчугский	+17	+30	+24	+12			
Конкско-Белозерский	+12	+27	+23	+10			
Безавлукский	+15	+28	+24	+12			
<u>Балтийский</u>					1-2	2	3-4
Восточно-Карельский	+25	+19	+22	+11			
Центрально-Карельский	+23	+19	+22	+9			
<u>Канадский</u>					8	7	7
Оспаган-лейк	-15	-28	-31	-20			
Норанда	-43	-33	-33	-17			
Йеллоунайф	-4	-28	-20	-12			
Сьюперитор-провинс	-24	-30	-35	-16			
<u>Западно-Австралийский</u>					7	-	8
Калгурли, Норсмен	-6	-25	-5				
<u>Родезийский</u>					5	5	5
Булавайо	+1	+8	+5	-7			
<u>Трансваальский</u>					4	4	3-4
Барбертон, Свазиленд	+10	+20	+12	+5			
<u>Индостанский</u>					9	8	9
Майсур	-65	-80	-75	-42			
<u>Гвианский</u>	-20	-15	+3	-10	6	6	6
<u>Воронежский кристаллический массив</u>	+10	+20	+18	+6	3	3	2

Рис. 1. Среднее содержание железа в раннедокембрийских базальтоидах

Шиты: I – Украинский, II – Балтийский, III – Воронежский кристаллический массив, IV – Трансваальский, V – Родезийский, VI – Гвианский, VII – Западно-Австралийский, VIII – Канадский, IX – Индостанский. Линиями показаны 90% доверительные интервалы

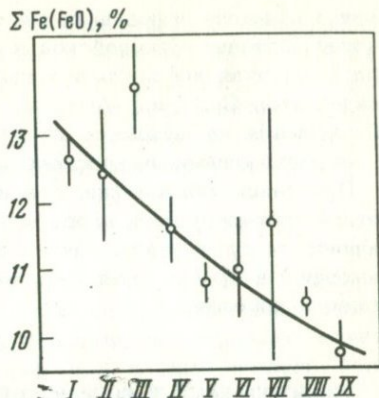


Таблица 3

Сведения о петрохимической изученности раннедокембрийских базальтоидов

Шит	Число анализов	Источник сведений
Украинский	105	Свирилов (1973, и др.)
Балтийский	22	Ю.Б. Богданов, И.Н. Крылов (личные сообщения)
Воронежский кристаллический массив	40	В.Л. Бочаров, Н.М. Чернышев (личное сообщение)
Трансваальский	32	Viljoen, Viljoen (1969, и др..)
Западно-Австралийский	260	Hebberg (1972, и др.)
Родезийский	11	Viljoen, Viljoen (1969, и др.)
Гвианский	1(?)	Те же
Канадский	530	Baragar (1966, и др.)
Индостанский	45	Nagvi, Hussain (1973)

Таблица 4

Петрохимическая характеристика базальтоидов в аномальных зонах геопотенциала (в %)

Аномалии геопотенциала	$Al_2O_3$	$\Sigma Fe(FeO)$	$K_2O$	$\frac{Fe_2O_3}{\Sigma Fe}$
Положительные	13,5-14	12-13	0,6-1,0	30
Отрицательные	≈ 15	10-11	0,2-0,5	15-20

вует в среднем более высокая ступень метаморфизма в пределах щитов Восточно-Европейской платформы и соответственно в среднем более высокая концентрация калия в породах по сравнению с породами щитов Северной Америки, Африки и Австралии. Аналогичные соотношения наблюдаются и при сравнении зеленокаменных поясов в пределах одного Канадского щита.

При таком объяснении, однако, остается неясной причина несомненной положительной корреляционной связи содержания калия с величиной геопотенциала. Кроме того, процессами гранитизации и метаморфизма трудно объяснить вариации содержания железа и алюминия в породах.

### ГЕОПОТЕНЦИАЛ И СОСТАВ СОВРЕМЕННЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

В связи с рассматриваемой проблемой представляют интерес данные по областям современного вулканизма, где влияние процессов гранитизации и метаморфизма заведомо отсутствует. По этой причине авторы обратились к вулканизму Тихоокеанского кольца, в пределах которого также установлены положительные и отрицательные аномалии геопотенциала. Их возникновение обычно объясняется физическим состоянием подкорковых масс (разогрев мантии и пр.). Были систематизированы и статистически усреднены результаты химических определений железа и алюминия в базальтах трех групп ареалов современного вулканизма, отвечающих большим положительным, слабым положительным или близким к нулю, а также отрицательным превышениям геоида над сфероидом. В первую группу (18 ареалов) попали вулканы северо-восточной и центральной частей Хонсю, Идзу-Бонинской и Марианской дуг; во вторую — Алеут, северной части Камчатки, Рюкю, Суматры, Тайваня, Южных Сандвичевых и Южных Шетландских островов (18 ареалов); в третью — Каскадных гор, Мексики и Центральной Америки (15 ареалов). Отчетливую связь интересующих нас характеристик иллюстрирует рис. 2. Как видим, и

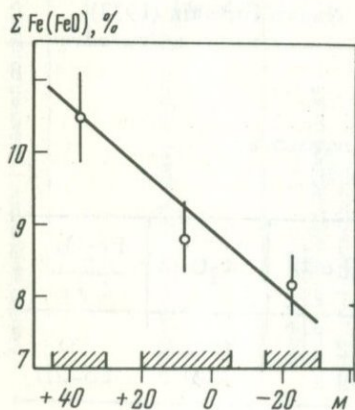


Рис. 2. Соотношение между величиной геопотенциала и содержанием железа в современных базальтоидах Тихоокеанского кольца. Штриховка показывает интервалы усреднения. Дополнительные пояснения в тексте

докембрийские, и современные вулканиты обнаруживают качественно однотипную тенденцию изменения состава в зависимости от положения в аномальных зонах геопотенциала.

Обращает на себя внимание общая повышенная фемичность более древних образований, что можно связывать с генеральной тенденцией эволюции состава магматических пород в истории Земли.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, приходится считать, что рассматриваемые вариации содержания железа и алюминия в базальтоидах отражают исходные особенности вулканических излияний, что в свою очередь позволяет предполагать прямую причинную связь физических и химических индикаторов аномальных масс. Можно допустить, что аномалии геопотенциала фиксируют конвективные перемещения обогащенного железом тяжелого подкорového вещества (подъем мантийного астенолита). Можно допустить также, что чем значительнее параметры этого процесса (размеры астенолита, высота и интенсивность его подъема и т.п.), тем более резко нарушается гравитационное равновесие, тем более "примитивный" состав имеют продукты вулканических излияний.

С этих позиций приходится предполагать, что в пределах Восточно-Европейской платформы масштабы перемещений мантийных масс в палеопротозое были наиболее значительными.

Понятно, что нарушение гравитационного равновесия литосферы в результате подъема тяжелых масс должно сопровождаться изостатической компенсацией, что может проявляться в прогибаниях поверхности Мохо. Понятно также, что это прогибание окажется тем большим, чем существеннее было нарушено равновесие. Этим, очевидно, и объясняется более мощная и плотная кора щитов Восточно-Европейской платформы по сравнению со щитами Америки, Африки и Австралии. Как известно (Wickens, Peck, 1968; Hasegawa, 1971; Шустова и др., 1973; "The structure of the Earth's Crust...", 1973; Беляевский, 1974) по результатам сейсмических и сейсмологических наблюдений, кора Австралийского, Трансваальского и Канадского щитов, за исключением отдельных районов, имеет мощность 35-38 км и характеризуется средней скоростью распространения продольных сейсмических волн:  $\bar{v} \approx 6,2 - 6,4$  км/сек, в то время как в пределах Украинского и Балтийского щитов, а также Воронежского кристаллического массива установлены мощности 35-55 км (преимущественно 40-45 км) и скорости  $\bar{v} \approx 6,3 - 6,6$  км/сек.

Повышенная фемичность коры Восточно-Европейских щитов, вероятно, предопределяет также низкий тепловой поток; преимущественно  $0,8-1,0 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>/сек.

Рассматриваемая схема позволяет приблизиться и к пониманию отмеченных выше различий в интенсивности метаморфизма нижнедокембрийских вулканитов. Гранитизация и метаморфизм проявились

более энергично в пределах тех щитов, где формировалась более мощная кора. Таким образом, за счет разнотипных и разновременных, но причинно связанных процессов формировалась наблюдаемая в настоящий момент петрохимическая специализация нижнедокембрийских вулканитов.

Установленная зависимость аномалий геопотенциала от состава мантийных масс в раннем докембрии не может объяснить, разумеется, все особенности формы геоида, наблюдаемые в современную эпоху, в частности экстремально высокие значения гравитационного потенциала в пределах Гренландского щита.

## А B S T R A C T

There are stated (by tracking of satellites and astrogeodetic measurements) the considerable differences of gravity potential within Pre-Cambrian shields: maximum values for Ukraina and Baltic and minimum for Canadian and Indian Shields. The chemical composition of Kiwatinetype basaltoids (especially Fe concentration) is correlated with gravity potential, which gives the reason to connect the differences between the shields with particularities of heavy nondifferentiated masses elevation on the Early Precambrian time. The influence of posterior processes of granitization and metamorphism is limited as analogous relations are stated for modern volcanism within the Circum-Pacific.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И.И., Дворкина Б.Д. 1972. Петрохимический облик древнейших докембрийских вулканитов. — Материалы совещания по эволюции магматизма в докембрии. Л.
- Беляевский Н.А. 1974. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра".
- Вольвовский И.С. 1973. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., "Недра".
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. 1972. Л., "Недра".
- Салоп Л.И. 1973. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра".
- Свиридов В.В. 1973. Средние типы диабазов Украинского щита и Карелии. — В кн. "Проблемы магматизма Балтийского щита". Л., "Наука".
- Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц К.О. 1973. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л.
- Вагагаг W.R.A. 1966. The geochemistry of Yellowknife volcanic rocks. — Canad. J. Earth Sci., v. 3, N 1.
- Finsher I. 1960. An astrogeodetic world datum from geoidal heights based on fluttering  $f = 1/298, 3$ . — J. Geophys. Res., v. 65, N 7.
- Гапосчкин Е.М., Ламбек К. 1971. Earth's gravity field to the sixteenth degree and station coordinates from satellite and terrestrial data. — J. Geophys. Res., v. 76, N 20.
- Guier W.H., Newton R.R. 1965. The Earth's gravity field as deduced from the Dopler tracking of five satellites. — J. Geophys. Res., v. 70, N 18.

- H a b b e r g J.A. 1972. Geochemistry of Archean volcanic belts in the Eastern Golfield region of Western Australia. — *J. Petrol.*, v. 13, N 1.
- H a s e g a v a H.S. 1971. Crustal transfer rations of short - and longperiod body waves recorded at Yellowknife. — *Bull. Seismol. Soc. America*, v. 61, N 5.
- K a u l a W. 1972. Global gravity and mantle convection. — *Tectonophysics*, v. 13, N 1-4.
- N a g v i S.M., H u s s a i n S. M. 1973. Geochemistry of Dharwar metavolcanics and composition of the primeval crust of the peninsular India. — *Geochim. and cosmochim. acta*, v. 37, N 1.
- The structure of the Earth's Crust based on seismic data, 1973. Mueller S. (Ed.). Amsterdam.
- V i l j o e n M.J., V i l j o e n R.P. 1969. The geological and geochemical significance of the upper formations of the Onwerwacht group. — *Spec. Publ. Geol.Soc. S. Africa*, N 2.
- W i c k e n s A.J., R e c k K. 1968. A crust-mantle profil from Mould Bay, Canada, to Tusson, Arizona. — *Bull. Seismol. Soc. America*, v. 58, N 6.
- Y i o n o u l i s S.M., H e u r i n g F.T., G u j e r W.H. 1972. A geopotential model (APL 5.0 - 1967) determined from satellite Doppler data at seven inclination. — *J. Geophys. Res.*, v. 77, N 20.

## СТРАТИГРАФИЯ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

Предисловие . . . . .	4
-----------------------	---

Стратиграфия

## Общие вопросы

В.В. Меннер. Стратиграфическая классификация . . . . .	5
И.Т. Журавлева. Геологическая и биологическая эволюция протерозоя и фанерозоя . . . . .	14
В.А. Красилов. Тектогенез и эволюция климата Тихоокеанского пояса в меловом периоде . . . . .	23
В.Н. Сакс. Зоны бореальной юры в областях, прилегающих к Тихому океану . . . . .	32
К.И. Кузнецова. Фораминиферы волжского яруса на Мадагаскаре . . . . .	43
М.А. Пергамент. Зональность верхнего мела северного полушария по иноцерамам . . . . .	51
А.Ф. Хлонова. Межрегиональная корреляция меловых континентальных отложений по палинологическим данным . . . . .	59
Границы и объемы стратиграфических подразделений	
Е.А. Елкин. Пограничные и переходные слои: их место в Международной стратиграфической шкале и критерии выделения . . . . .	69
Д.Е. Айзенберг, Н.Е. Бражникова, Т.И. Немировская. Верхняя граница нижнего карбона в Донецком бассейне . . . . .	75
Э.Я. Левен. О ярусном подразделении перми Тетиса . . . . .	82
О.А. Бетехтина. Значение неморских двустворчатых моллюсков для палеореконструкции пермского периода . . . . .	95

Седиментология

## Проблемы седименто- и литогенеза

П.П. Тимофеев, В.И. Копорулин. Литогенез морских терригенных осадков и вопросы гидрохимии морей и океанов . . . . .	103
А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов. Океанический эпигенез . . . . .	113
И.В. Хворова. Эвгеосинклинальное кремненакопление и некоторые вопросы его эволюции . . . . .	121
Н.А. Лисицына, Г.Ю. Бутузова, И.И. Волков. О влиянии вулканогенного фактора на осадконакопление на профиле через Тихий океан . . . . .	128

Прибрежно-морские терригенные и карбонатные осадки

В.И. Бгатов, П.Н. Соколов. Основные этапы формирования осадков раннего палеозоя Сибирской платформы . . . . .	139
Ю.П. Казанский. Карбонатонакопление в эпиконтинентальных морях . . . . .	148
А.В. Ивановская. Мелководноморские олигомиктовые кварцевые кластические осадки позднего докембрия . . . . .	152
Н.В. Логвиненко. Пляжевые и мелководные морские терригенные и карбонатные осадки — переходные фации на границе суши и моря. . . . .	159
П.Т. Тажибаева, Б.У. Урумбаев, Н.А. Азербайев. Этапность развития, эволюция осадконакопления и полезные ископаемые каледонид (на примере Центрального Казахстана) . . . . .	167
А.И. Анатольева. О генетических типах красноцветных отложений аридных зон . . . . .	177

ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Предисловие . . . . .	184
-----------------------	-----

Стратиграфия и геохронология

Б.М. Келлер, М.А. Семихатов. Современное состояние общей стратиграфической шкалы рифея . . . . .	185
М.Е. Раабен. Перспективы детализации биостратиграфии верхнего докембрия . . . . .	198
Б.В. Тимофеев. Микропалеоботаническая характеристика докембрия . . . . .	208
С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев, И.Н. Крылов, В.С. Байкова, Н.А. Арестова. Геологическая эволюция архейского зеленокаменного пояса Центральной Карелии . . . . .	213
Е.М. Лазыко, В.П. Кирилук, В.И. Лашманов, А.М. Лысак, А.А. Сиворонов, Г.М. Яценко. Эзойский комплекс СССР . . . . .	218
Н.П. Семенов, Н.П. Щербак, В.Д. Ладиева, В.Л. Бойко, В.И. Орска. Состав коры в первом мегацикле докембрия Украинского щита . . . . .	229

Тектоника, магматизм и метаморфизм раннего докембрия

А.Н. Казаков. Деформационные циклы в раннем докембрии . . . . .	238
В.В. Эз. Структурная эволюция метаморфических комплексов в раннем докембрии . . . . .	245
Н.В. Горлов. Архейские гранит-зеленокаменные области как древнейшие стабильные ядра континентальной коры . . . . .	253
В.А. Глебовицкий. Термодинамический режим метаморфизма и геотермическое состояние земной коры в раннем докембрии . . . . .	266
В.И. Кицул, В.С. Шкодацкий. Гранулитовая фация Алданского щита . . . . .	275
В.Н. Мошкин, И.Н. Дагелайская. Процессы метасоматической аноксигенизации и их роль в глубинном петрогенезисе докембрия . . . . .	286
И.Г. Клушин, И.И. Абрамович. Петрохимическая специализация вулканизма и природа аномалий гравитационного потенциала в пределах докембрийских щитов . . . . .	295

# CONTENTS

## STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

Introduction .....	4
<u>Stratigraphy</u>	
General topics	
V.V. Menn er. Stratigraphical classification .....	5
I.T. Zhuravleva. Geological and biological evolution at boundary of Proterozoic and Phanerozoic .....	14
V.A. Kras silov. Cretaceous tectonic development and climatic changes in the Circum-Pacific fold belt .....	23
V.N. S ach s. Boreal Jurassic zones adjacent to the Pacific ocean .	
K.I. Kuznetsova. Volgian foraminifers on the Madagascar . . .	32
M.A. Pergament. Zonality of the Upper Cretaceous in the Northern hemisphere according to Inocerams .....	51
A.F. Chlonova. Long-distance correlation of Cretaceous continental deposits according to palinological data .....	59
Boundaries and bulks stratigraphical subdivisions	
E.A. Yol'kin. Boundary and transitional beds: their rank in the International Stratigraphical scale and the criteria of their determination .....	69
D.Ye. Aisenverg, N. Ye. Brazhnikova, T.I. Nemirovskaya. The upper boundary of the Lower Carboniferous in the Donets Basin (USSR) .....	75
E. Ja. Leven. About the stage subdivision of Permian of Tethys . . .	82
O.A. Betekhtina. The significance of non-marine bivalve mollusks for palaeogeographical reconstructions in Permian .....	95
<u>Sedimentology</u>	
Problems of sedimentogenesis and lithogenesis of sediments	
P.P. Timofeev, V.I. Koporulin. Lithogenesis of marine terrigenous sediments and some problems of sea and ocean hydrochemistry .	103
A.G. Kossowskaya, V.D. Shutov. Oceanic epigenesis . . .	113
I.V. Khvorova. Eugeosinclinal siliceous sedimentation and some problems of its evolution .....	121
N.A. Lisitsina, G.Yu. Butuzova, I.I. Volkov. On the role of volcanogenic factor in sedimentation on the profile through the Pacific Ocean .....	128

## Nearshore marine terrigenous and carbonate sediments

V.I. B g a t o v, P.N. S o k o l o v. The main stages sediment formation in Early Paleozoic of the Siberian Platform . . . . .	139
Yu.P. K a z a n s k y. Carbonate sedimentation in epicontinental seas	148
A.V. I w a n o w s k a y a. Shallow sea oligomictic quartz detrital deposits of Late Precambrian . . . . .	152
N.V. L o g v i n e n k o. The beach and shallow-water marine terrigenous and carbonate sediments – transition facies between land and sea	159
P.T. T a z h i b a e v a, B.U. U r u m b a y e v, N.A. A z e r b a e v. Stages of developments, evolution of sedimentation and useful minerals of Caledonides (by the example of the Central Kazakhstan) . . . . .	167
A.I. A n a t o l y e v a. On the genetic types of the red beds of the continental arid zones . . . . .	177

## GEOLOGY OF PRECAMBRIAN

Introduction . . . . .	184
------------------------	-----

### Stratigraphy and Geochronology

B.M. K e l l e r, M.A. S e m i k h a t o v. The present state of the stratigraphic scale of the Riphean . . . . .	185
M.E. R a a b e n. Prospects of elaboration of Late Precambrian biostratigraphy	198
B.V. T i m o f e e v. Micropaleophytological characteristics of the Precambrian . . . . .	208
S.B. L o b a c h - Z h u c h e n k o, V.P. C h e c u l a j e v, I.N. K r y l o v, V.S. B a j j i k o v a, N.A. A r e s t o v a. Geological evolution of the greenstone belt of the Central Karelia . . . . .	213
E.M. L a z k o, V.P. K i r i l u k, V.I. L a s h m a n o v, A.M. L y s s a k, A.A. S i v o r o n o v, G.M. J a t s e n k o. Eozoic complexes of the USSR . . . . .	218
N.P. S e m e n e n k o, N.P. S c h e r b a k, V.D. L a d i j e v a, V.L. B o j k o, V.I. O r s a. The crust composition in the first megacycle of the Precambrian of the Ukrain shield . . . . .	229

### Tectonics, Magmatism and Metamorphism of Early Precambrian

A.N. K a z a k o v. The deformational cycles in Early Precambrian . . .	238
V.V. E z. Structural evolution of complexes in Early Precambrian . .	245
N.V. G o r l o v. The Archean granitic-greenstone terrains – the oldest stable nuclei of continental crust . . . . .	253
V.A. G l e b o v i t s k y. The thermodynamics of metamorphism and geothermic environment into the earth crust in Early Precambrian . . . . .	266
V.I. K i t s u l, V.S. S h k o t z i n s k y. Granulite facies of Aldan Shield . . . . .	275
V.N. M o s h k i n, I.N. D a g e l a y s k a y a. Processes of metasomatic anorthositization and their role in abissal petrogenesis of Precambrian . .	286
I.G. K l u s h i n, I.I. A b r a m o v i c h. Petrochemical specialization of volcanism and nature of gravity potential anomalies on Precambrian shields	295

Стратиграфическая классификация, В.В. Меннер. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 5-13.

Рассмотрены итоги двадцатипятилетней работы Международной подкомиссии по стратиграфической классификации и предлагается схема унификации стратиграфических подразделений, основанная на опыте составления геологических карт в разных странах. Табл. 1, библиография 16 назв.

УДК 560.76 56(112), 56(113,2)

Геологическая и биологическая эволюция на рубеже протерозоя и фанерозоя, И.Т. Журавлева. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 14-23.

Рассматриваются три группы связей в биосфере на рубеже докембрия и кембрия: "Космос - Земля", "Земля - Жизнь" и "Космос - Жизнь" и главные параметры этих связей (галактический год, климат, фотосинтез и др.). Предлагается объединить ранний кембрий с вендом, выделив этот этап в особую эру. Конкретная граница между вендом и кембрием (в его новом, сокращенном объеме) может быть избрана в разрезах Сибирской платформы. Рис. 2, библиография 38 назв.

УДК 551.24 551.583.7 551.763

Тектогенез и эволюция климата Тихоокеанского пояса в меловом периоде, В.А. Красилов. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 23-32.

В меловом периоде отчетливо проявляется единство и циклический характер развития Тихоокеанского пояса. Ранне- и поздне меловая эпохи отвечают двум крупным этапам тектогенеза. Каждый этап начинается формированием флишевых или молассовых прогибов. Затем следует основная фаза расширения (готерив - апт, поздний сеноман - сенон) и относительно кратковременная фаза сжатия. Не обнаружено отчетливой корреляции между расширениями и трансгрессиями. По смене растительных сообществ реконструируются климатические оптимумы в берриасе, апте и кампане. Сжатие складчатых поясов сопровождается ухудшением климатических условий в альбе - сеномане и маастрихте - датском веке. Готерив-барремский и коньякский пессимумы совпадают с началом фазы расширения. Библиография 40 назв.

УДК 551.762 564.53 (265/266)

Зоны бореальной юры в областях, прилегающих к Тихому океану, В.Н. Сакс. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 32-43.

На протяжении юрского периода в морях, прилегающих к Северному полюсу, развивалась своеобразная фауна. Это определялось пониженными температурами воды и воздуха, господствовавшими в высоких широтах. Полюс занимал положение, близкое к Берингову проливу. Сказанное обуславливает выделение в ранней юре Бореальной палеозоогеографической области и начиная со средней юры Бореального палеозоогеографического пояса. Различия фаунистических комплексов определяют необходимость создания осо-

бой для Бореальной области (пояса) зональной шкалы. Возможности достаточно надежной корреляции борейальных зон с зонами европейского стандарта позволяют для бореальной юры сохранить общие с Европой ярусы. Предложен вариант зональной шкалы для юры Бореальной области. Табл. 3, библ. 21 назв.

УДК 56(116.2); 563.12

Фораминиферы Волжского яруса на Мадагаскаре, К.И.Кузнецова. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 43-51.

В статье приведен сравнительный анализ кимеридж-волжских фораминифер Мадагаскара, Русской платформы, Сибири и Англии. Выявлено большое сходство систематического состава фораминифер Бореально-Атлантической и Арктической областей с фаунами Мадагаскара. Особенно большое сходство фаунистических сообществ установлено для Русской платформы и Мадагаскара, где более 40% видов являются общими. Отчетливо наблюдается и аналогичная последовательность в смене видовых сообществ на границе кимериджа и волжского яруса, а также в пределах последнего. Это позволяет сделать вывод о биполярном развитии фауны фораминифер в конце юры. Широкое развитие в Антибореальной, или Натальной, области (Мадагаскар, Сомали, Мозамбик, Танзания, Египет, Северо-Западная Индия) фораминифер бореального и арктического типов, характерных для волжского яруса, позволяет выделить в южном полушарии отложения этого яруса с сохранением за ним соответствующего названия. Библ. 10 назв.

УДК 564; 56(116.3)

Зональность верхнего мела северного полушария по иноцерамам. М.А. Пергамент. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 51-59.

Предлагается первая схема зонального подразделения верхнего мела северного полушария по иноцерамам. Анализ состава и стратиграфического распространения иноцерамов в разрезах различных палеофаунистических провинций подчеркивает как сходство, так и специфику выделяющихся в настоящее время в них дробных единиц. Разное число принимаемых разновозрастных зон помимо изученности прямо отражает специфику развития иноцерамов этих провинций и является следствием возникновения в них параллельных ветвей идиоадаптаций и т.д. Поэтому зона как основное подразделение общей (международной) шкалы должна пониматься в качестве толщи пород, образовавшихся за время такого определенного этапа развития зональной группы, рубежами которого она ограничивается и который прослеживается на широких пространствах (несколько континентов).

Специфическое развитие иноцерамов (и других групп) отдельных провинций, рубежи которого пока не прослеживаются вне этих провинций, позволяет выделять региональные зоны, или сокращенно, — "ревы".

В верхнемеловых отложениях северного полушария выделяются следующие зоны, отвечающие понятию зоны международной шкалы (снизу): *Inoceramus pictus* (верхний сеноман), *I. labiatus* (нижний турон), *I. lamarcki*, *I. woodsi* (верхний турон), *I. deforms* (или *I. schloenbachi*, или *I. wandereri*) (нижний коньяк), *I. involutus* (верхний коньяк), *I. undulatoapicatus*, *I. cordiformis*, *I. patoatensis* (саятон), *I. tegulatus* (верхний маастрихт). Табл. 1, библ. 10 назв.

Межрегиональная корреляция меловых континентальных отложений по палинологическим данным (тезисы). А.Ф. Хлонова. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 59-68.

Обзор меловых спорово-пыльцевых комплексов Сибири и Дальнего Востока свидетельствует об особом значении некоторых формальных родов спор и пыльцы для межрегиональной корреляции. Так, неокомские комплексы со спорами *Aequitriaradites*, *Trilobosporites* и *Pilosisporites* распространены почти повсеместно на различных континентах. Альбские и сеноманские комплексы с *Coptospora paradoxa*, а также с *Rouseisporites triangularis*, *R. involutatus*, *Lophotriletes babsae* распространены в Австралии, на Дальнем Востоке, в Западной Сибири, в Европе и Северной Америке. Коньяк-сенонские комплексы разнообразного состава с пылью *Auriculiidites* известны из приэкваториальных районов Южной Америки и Африки, Северной Африки, Казахстана и Западной Сибири. Маастрихтские комплексы с *Aquilapollenites unicus*, *Wodehouseia spinata* и *Orbiculata globosus* распространены в Сибири, на Дальнем Востоке и в Северной Америке, включая Арктическую Канаду. Библ. 19 назв.

УДК 551.7

Пограничные и переходные слои: их место в Международной стратиграфической шкале и критерии выделения. Е.А. Елкин. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 69-74.

Рассмотрены пограничные и переходные слои на рубеже силура и девона. Пограничным слоям в колонке стратиграфического разреза в идеальном случае соответствует область сгущения зональных границ по транзитным группам различных типов органического мира. Стратиграфический интервал, ограниченный первым появлением видов выбранной серии зональных видов-индексов, представляет собой физическое выражение пограничных слоев. Из серии зональных видов-индексов избирается вид-индекс границы, при этом остальные виды этой серии переходят в разряд видов-маркеров той же самой границы.

Переходные слои в конкретных разрезах охватывают ту часть пограничных слоев, которая располагается ниже уровня появления вида-индекса границы. Они должны занимать промежуточное положение между соответствующими крупными подразделениями Международной стратиграфической шкалы, в рассматриваемом случае - между силурийской и девонской системами. Отнесению их к девону препятствует определение силурийско-девонской границы, а к силуру - трассирование принятой границы видами-маркерами. Рис. 1, библ. 7 назв.

УДК 551.735. (477.6)

Верхняя граница нижнего карбона в Донецком бассейне (СССР). Д.К. Айзенберг, Н.Е. Бражникова, Т.И. Немировская. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 75-82.

В Донецком бассейне в средней части толщи, относимой к намюрскому ярусу (подзона  $C_{1d_2}^n$ ), установлен крупный рубеж в развитии органического мира. Он характеризуется массовым вымиранием большинства раннекаменноугольных таксонов различного ранга и появлением элементов среднего карбона. Это отчетливо наблюдается в развитии фораминифер, кораллов, колондентов, брахиопод, моллюсков. Этот рубеж близко отвечает границе меж-

ду миссисипием и пенсильванием североамериканского стандарта и связан с перерывом в осадконакоплении, фиксирующимся во многих районах СССР, Северной Америки и отчасти в Западной Европе. Предлагается рассматривать данный рубеж в качестве верхней границы нижнего карбона. Рис. 1, библ. 18 назв.

УДК 551.736.563.125.6

О ярусном подразделении перми Тетиса. Э.Я. Левен. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 82-95.

Большая дифференцированность условий образования пермских отложений затрудняет возрастную корреляцию стратиграфических подразделений и создание общепланетарной ярусной шкалы. Более перспективна разработка ярусных шкал для крупных биогеографических областей, например для Тетиса, чему способствует единство развития фауны, особенно фузулинид. Осадконакопление и эволюция фауны происходили в три этапа, что позволяет расчленить пермские отложения на три отдела - яикский, куманский и арианский. Этапность в развитии фузулинид и аммоноидей более низкого порядка дает возможность выделить в каждом отделе по три яруса, часть из которых расчленяется на зоны. Табл. 1. Библ. 18 назв.

УДК 551.736:564.1

Значение неморских двустворчатых моллюсков для палеореконструкции пермского периода. О.А. Бетехтина В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 95-102.

Пермский период отличался большой пестротой фациальных обстановок и их изменчивостью на фоне последовательного расширения континентов. В таких условиях важнейшим принципом корреляции становится палеобиогеографический, а важнейшей группой для палеобиогеографических реконструкций - неморские двустворчатые моллюски, обитатели соленоводных и пресноводных водоемов, часто связанных с угленосными формациями.

В Тунгусской биогеографической области с унаследованной ассоциацией неморских двустворок ("фауна М") начало перми отмечается обособлением новых провинций. Изоляция между провинциями была неполной. Кратковременные инвазии в сопредельные ареалы формировали новые экофенотипы, поэтому разница в комплексах для удаленных провинций (Таймырская и Кузбасско-Минусинская) была значительной. Изоляция Донешкой и Южно-Казахстанской провинций была полной, непреодолимыми барьерами служили морские бассейны или водоразделы. Конец ранней перми (кунгурский век) отличается изменениями границ провинций, увеличением сходства комплексов. Сокращение моря обусловило появление новых провинций (Печорской, Восточно-Европейской) с генетически отличной ассоциацией неморских двустворок ("фауна палеомутела"). В поздней перми (казанский век) происходят новые изменения палеогеографии, обусловившие широкое расселение фауны, взаимное проникновение элементов "фауны М" и "фауны палеомутела". Границы провинций стираются, сходство в составе комплексов возрастает. Конец поздней перми отличается повсеместным распространением элементов "фауны М". Библ. 8 назв.

Литогенез морских терригенных осадков и вопросы гидрохимии морей и океанов, П.П. Тимофеев, В.И. Копорулин. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия", М., "Наука", 1976 г., с.103-113.

Изучение мезо-кайнозойских отложений ряда районов Северо-Востока и Дальнего Востока СССР и данные по осадкам современных океанов и морей позволяют выделить в ходе литогенеза морских терригенных отложений два последовательных этапа. В диагенезе и начальном катагенезе происходит интенсивная сорбция минеральными компонентами осадков ионов  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  из иловых растворов и, возможно, наддонной морской воды. Этот процесс не сопровождается существенными минеральными преобразованиями терригенных компонентов.

В позднем катагенезе и начальном метагенезе, при погружении в литосфере более 1,5 - 2 тыс.м, в морских терригенных породах формируются аутигенные хлорит, иллит, цеолиты. Их появление связано с преобразованием исходного глинистого материала и некоторых обломочных компонентов. Предполагается, что и процессы имеют важное геохимическое значение в балансе веществ между континентами и океанами и в поддержании постоянства химического состава океанической воды. Рис.4, библиогр. 21назв.

УДК 552.14.16+549(1)

Океанический эпигенез, А.Г. Коссовская, В.Д. Шутова. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия", М., "Наука", 1976 г., с. 113-120.

Изучение мощных разрезов океанических осадков мезо-кайнозойского возраста, вскрытых скважинами глубоководного бурения "Гломар Челленджер" (скв. 9, рейс II, глубина 335 м; скв. 198, рейс XX; скв. 259, 261, рейс XXVII), позволило выявить специфику минералообразования при формировании и эпигенезе океанических глинистых осадков.

Авторы установили, что основным компонентом пелагических глин является специфический "океанический" Fe-монтмориллонит, образованный в процессе гальмиролитического разложения геолокластического вещества океанических толеитовых базальтов. Высокая однородность состава пелагических глин является прямым следствием однородности состава океанических базальтов. В процессе эпигенеза железистые монтмориллониты приобретают специфическую игольчатую форму, не свойственную этому минералу в различных седиментационных обстановках континентов. Это объясняется тем, что в условиях высокого давления столба океанической воды не происходит отжатия поровых вод и соответствующего уплотнения осадка. Сохраняющаяся длительное время высокая пористость осадков (на глубине 830 м около 45%) способствует формированию своеобразного тиксотропного каркаса из монтмориллонитовых кристаллитов. Рассматривается вопрос сопряжения эпигенеза океанических осадков с эпигенезом и метаморфизмом океанического субстрата. Подчеркиваются ретроградный характер океанического метаморфизма и минеральная специфика его зеленосланцевой фации. Делается заключение, что в своей наиболее завершённой форме ретроградный процесс океанических базальтов как бы воплощается в формировании ферримонтмориллонитовых глин с цеолитами. Библиогр. 19 назв.

Эвгеосинклинальное кремненакопление и некоторые вопросы его эволюции.  
И.В. Хворова. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 121-127.

Эвгеосинклинальное кремненакопление на протяжении фанерозоя испытывает характерные изменения. В палеозое развито два типа кремнистых пород: фтаниты (углеродистые разности) и яшмы. Они отличаются геохимически, и их соотношение с вулканитами различно. Яшмы концентрируются выше вулканитов (спилитов) и обогащены вулканогенным железом и марганцем. Латерально такие спилитово-яшмовые комплексы сменяются либо фтанитовыми, либо терригенными толщами, что определяется условиями седиментации в том или ином бассейне. В мезозое (Т — К1) вулканогенно-яшмовые комплексы сохраняются, фтаниты же становятся очень редким образованием, их место на фашиальном профиле занимает пелагическое известняки. С конца мела почти исчезают и вулканогенно-яшмовые комплексы. С этого момента пелагическое кремненакопление сосредоточивается в океанах и закономерности его размещения становятся иными, чем в геосинклиналях; сколько-нибудь отчетливая связь кремнеобразования с вулканизмом теряется. Эволюция кремненакопления в геологической истории обусловлена развитием биосферы и, возможно, изменением характера вулканической деятельности. Библ. 9 назв.

УДК 551.21:551.3:551.352 (265/266)

О роли вулканогенного фактора в осадконакоплении на профиле через Тихий океан. А.Н. Лисицына, Г.Ю. Бутузова, И.И. Волков. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 128-138.

На примере литологического профиля через Тихий океан от берегов Японии до Мексиканского побережья Северной Америки изучены характер и формы влияния вулканизма на состав осадков.

Профиль проходит через Гавайское поднятие в пелагической части океана и тектонически активную зону на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия, где фиксируются признаки эксгальтивной деятельности. Кроме того, осадки содержат в своем составе продукты вулканизма андезитовой зоны.

Выяснилась ведущая роль терригенной и биогенной седиментации в формировании осадков профиля. Влияние вулканизма в разных его проявлениях наблюдается локально, как правило, в непосредственной близости от вулканического очага и не ведет к существенному изменению минералогического и химического облика осадков. Табл. 3, рис. 3, библ. 11 назв.

УДК 552.143:551.732/733 (571.51)

Основные этапы формирования осадков раннего палеозоя Сибирской платформы. В.И. Бгатов, П.Н. Соколов. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 139-148.

Кембрийские, ордовикские и силурийские отложения в пределах Сибирской платформы сложены в основном лагунными, прибрежно-мелководными и мелководными морскими осадками. Это известняки, доломиты и мергели с прослоями и сравнительно маломощными горизонтами песчаников, алевролитов и аргиллитов. В отложениях нижнего и среднего кембрия существенную роль играют каменные соли и ангидриты.

В результате литолого-минералогических и палеогеографических исследований выделено 13 крупных циклов осадконакопления, коррелирующихся в сопоставимых по возрасту разрезах в различных районах платформы. Каждый из выделенных циклов включает трансгрессивный и регрессивный этапы осадконакопления, характеризующиеся определенным набором осадков. Табл. 1, рис. 3, библ. 10 назв.

УДК 551.35.3

Карбонатонакопление в эпиконтинентальных морях. Ю.П. Казанский. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 148-152.

Формирование карбонатных осадков в эпиконтинентальных морях происходит под влиянием климатических условий суши. Выделяются три ассоциации карбонатных пород: 1) прибрежно-морские известняки и доломиты, переходящие в обстановке открытого моря в известняки, 2) прибрежно-морские, шельфовые известняки и доломиты, 3) известняки и доломиты внутриконтинентальных морей, заливов и проливов, ассоциирующихся с эвапоритами. Первая ассоциация распространена от архея до кайнозоя. Второй тип наиболее характерен для среднего и позднего протерозоя. В палеозое, мезозое и кайнозое известна третья ассоциация.

Изменение характера карбонатонакопления в эпиконтинентальных (шельфовых) зонах объясняется развитием атмосферы, гидросферы и органической жизни в морях и на суше. Преимущественное развитие известняков в архее и раннем протерозое на шельфе было обусловлено повышенной щелочностью морской воды и высокими содержаниями магния относительно кальция в ней. Эпоха интенсивного доломитообразования в среднем и позднем протерозое является результатом увеличения количества кальция, возможно, за счет усиления его выноса с континента, понижения pH (до 8-9) и большого участия в карбонатонакоплении водорослей. Смещение доломитообразования в центральные части внутриконтинентальных водоемов в начале палеозоя связано с переходом больших масс органических карбонатов кальция в осадок, а также с появлением вод с повышенным количеством растворенных солей, допускающих осаждение доломитов при высоких значениях магний-кальциевого отношения. Библ. 11 назв.

УДК (551.351+552.5):551.72

Мелководноморские олигомиктовые кварцевые кластические осадки позднего докембрия. А.В. Ивановская. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 152-159.

Олигомиктовые, и в том числе олигомиктовые кварцевые, кластические осадки обязаны своим происхождением процессам формирования кор выветривания на кварсодержащих породах на континенте. Основная масса отложений этого состава накапливалась в аллювиально-делювиальных, мелководных прибрежно-морских и морских условиях, о чем свидетельствуют разнообразные осадочные текстуры. Олигомиктовые осадки известны в разрезах верхнего докембрия Европы, Азии, Северной Америки и Австралии. По содержанию бора (индикатора солености древних бассейнов) в глауконитах и гидрослюдах ( $IM_d$  и  $IM_1$ ) цемента песчаников и алевролитов установлено, что эти отложения образовались в условиях морских дельт и морского мелководья с пониженной соленостью. Табл. 1, библ. 22 назв.

Пляжевые и мелководные морские терригенные и карбонатные осадки – переходные фации на границе суши и моря. Н.В. Логвиненко. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с.159–167.

Пески пляжа хорошо обработаны и отсортированы, с одновершинными кривыми распределения гранулометрического состава и отрицательной асимметрией. На урезе воды имеются грубые частицы и двухвершинные кривые распределения. Пески пляжа содержат морскую и наземную фауну, растительный детрит с закономерной ориентировкой относительно берега, слоистость песков пляжевого типа.

Донные пески хорошо отсортированы, с одновершинными кривыми распределения и положительной асимметрией, слоистость эолового типа, редко встречаются растительный детрит и мелкие раковины.

Пески подводного берегового склона хорошо отсортированы, с одновершинными (редко двухвершинными) кривыми распределения и положительной асимметрией. Пески содержат морскую фауну и растительный детрит, слоистость знаков волн и течений, закономерна ориентировка органических остатков в поле рифелей.

Богатые концентрации тяжелых минералов наблюдаются на пляже, относительно бедные – в донных песках и песках подводного склона.

Надежное определение переходных песчаных фаций в ископаемом состоянии требует комплексного изучения структур, текстур, органических остатков и условий их захоронения. В статье обсуждаются условия образования переходных песчаных фаций современных осадков. Табл. 1, рис. 3, библиограф. 6 назв.

УДК 552.143

Этапы развития, эволюция осадконакопления и полезные ископаемые каледонид (на примере Центрального Казахстана). П.Т. Тажигаева, Б.У. Урумбаев, Н.А. Азербайев. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с.167–176.

В статье на примере каледонского развития западной части Центрального Казахстана рассмотрены закономерности размещения и формирования осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Последовательно описаны палеогеографические особенности геосинклинального, орогенного и платформенного этапов развития. Выявлена металлогеническая специализация структурных этажей каледонид на определенные полезные ископаемые. С нижнепалеозойскими геосинклинальными отложениями связаны месторождения ванадия и новакулита, с девонскими орогенными образованиями – железа и марганца, с каменноугольными полуплатформенными породами – меди, с пермскими платформенными отложениями – родусит-асбеста и каменной соли.

Сочетанием благоприятных климатических условий и тектонического режима было обусловлено формирование месторождений полезных ископаемых.

Библиограф. 20 назв.

УДК 551.31

О генетических типах красноцветных отложений континентальных аридных зон. А.И. Анатольева. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 177–182.

Изучение особенностей текстуры, структуры, состава и условий залегания красноцветных отложений континентальных аридных зон позволяет

выявить, что их главные генетические типы принадлежат ряду пролювиально-аллювиальных и озерно-лагунных образований. Общие закономерности распространения этих образований приводят к выводу о том, что накопление красноватых отложений происходило на обширных равнинах, с одной стороны примыкающих к обрамляющим эту область горным сооружениям, с другой – переходящих в приморские побережья, временами перекрываемые морскими водами. Библ. 14 назв.

УДК 551.72

Современное состояние общей стратиграфической шкалы рифея, Б.М. Келлер, М.А. Семихатов. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 185–198.

Рифей северной Евразии подразделен на четыре протосистемы: нижний, средний, верхний и терминальный рифей на основании тех же принципов, которые применяются при разделении фанерозоя. В качестве границ систем приняты следующие геохронологические рубежи:  $1100 \pm 50$  млн. лет,  $950 \pm 50$  млн. лет, 1400 млн. лет, 680 млн. лет. Сравнение этой шкалы со шкалами верхнего докембрия Австралии, Канады и США показало возможность наметить выделения на всех континентах ряда стратиграфических рубежей различного значения, каждый из которых сохраняет адекватное выражение и относительную геологическую синхронность, что создает перспективу создания унифицированной шкалы отложений данного возраста. Библ. 51 назв.

УДК 551.72

Перспективы детализации биостратиграфии верхнего докембрия, М.Е. Раабен. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 198–208.

На современной стадии изучения строматолитов пригодны для создания дробных шкал верхнего рифея, а по всей вероятности, и более дробных его подразделений в пределах весьма обширных регионов, таких, как Урало-Тиманская обл., Сибирская платформа, архипелаг Шпицберген. Число общих форм, пока еще немногочисленных, будет возрастать, что позволит создать единую канву для расчленения имеющихся подразделений верхнего докембрия. Табл. 1, библ. 16 назв.

УДК 56(11)(12)(113.1)(113.2)

Микропалеофитологическая характеристика докембрия, Б.В. Тимофеев. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 208–213.

Микропалеофитологические исследования докембрийских отложений имеют большое значение для биостратиграфии, корреляции и восстановления палеогеографических условий в докембрии, для познания палеобиологических особенностей древнейших фитопланктонных организмов. В раннем и среднем протерозое встречаются главным образом простейшие Sphaeromorphida. В позднем рифее и венде к ним добавляются ладьевидные Scaphomorphida, тетра- и октаэдрические оболочки Edromorphida; кроме того, здесь встречаются гигантские сфероморфиды Megasphaeromorphida, Phycomycetes (водоросли-грибы), впервые найдены гистрихосферы и в большом разнообразии трихомы водорослей. Обнаружены первые Metarhyta – бентосные водоросли и несомненные эукариоты с проявлением митоза. Явления митоза прослеживаются среди сферических, ладьевидных и нитевидных форм. Процесс де-

ления у них имеет большое сходство с происходящим ныне у некоторых современных водорослей. Фотосинтезирующие растения имели широкое распространение. По составу комплексов микрофоссилий и их сохранности можно судить о солености докембрийских бассейнов и условиях осадконакопления. Табл. 1, библи. 14 назв.

УДК 55(470.22)+551.71+551.24

Геологическая эволюция архейского зеленокаменного пояса Центральной Карелии, С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев, И.Н. Крылов, В.С. Байкова, Н.А. Арестова. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 213-218.

Геологическое и геохронологическое изучение комплекса супракrustальных пород Центральной Карелии, относимых к бергаульской и парандовской сериям, показало, что они имеют возраст более 3000 млн. лет. В составе супракrustальных серий определяющими являются вулканиты, располагающиеся между глыбами гранитов.

На примере трех районов изучены особенности метаморфизма, характер и последовательность деформаций супракrustальных пород и гранитоидов и рассмотрена история геологического развития данного пояса.

Особенности возрастного положения, состава и геологического строения пояса Центральной Карелии указывают на его большое сходство с другими древнейшими зеленокаменными поясами различных континентов. Это обстоятельство имеет важное значение для построения общей схемы геологической эволюции земной коры территории Балтийского шита в раннем докембрии. Библи. 11 назв.

УДК 551.71

Эозойский комплекс СССР, Е.М. Лазько, В.П. Кириллюк, В.И. Лашманов, А.М. Лысак, А.А. Сиворонов, Г.М. Яценко. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 218-229.

Выделяются две возрастные группы глубоко метаморфизованных нижнедокембрийских пород - архей и эозой. Более молодая группа имеет некоторые черты сходства с археем. В то же время эозой отличается многими особенностями: составом и структурой суперкrustальных и ультраметаморфических формаций, тектоникой, метаморфизмом, металлогенической специализацией. В качестве стратотипических эозойских комплексов выделяется становой (Сибирская платформа) и тикичский (Русская платформа). Дается описание этих комплексов и их корреляция с аналогичными образованиями других регионов. Библи. 36 назв.

УДК 55:551.71

Состав коры в первом мегацикле докембрия Украинского шита, Н.П. Семеновенко, Н.П. Щербак, В.Д. Ладиева, В.Л. Бойко, В.И. Орса. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 229-237.

Древнейшие ярусы земной коры первого докембрийского мегацикла, сохранившиеся от дальнейшей переработки, развиты в центральной части Украинского шита. Они представлены суперкrustальными толщами и гранитоидами разных типов. Суперкrustальные толщи слагают синклиорные зоны, гранитоиды приурочены к антиклинальным структурам. В конкском синклиории развиты нормальные осадочно-вулканогенные геосинклиальные фор-

мации, присущие всем последующим эпохам. В частности, для них характерно развитие джеспилитовых формаций с устойчивыми железисто-кремнистыми пластами. Наличие песчано-глинистых терригенных отложений в толщах конкской серии свидетельствует о том, что геохимические условия выветривания в течение первого докембрийского мегацикла были сходны с условиями более молодых эпох. Это говорит о наличии тогда в атмосфере свободного кислорода. Среди продуктов гранитного магматизма первого докембрийского мегацикла выделяются три формации: 1) плагиигранит-гранодиорит-мигматитовая, 2) порфиробластических гранитов и мигматитов, 3) лейкократовых гранит-пегматитов. Формирование гранитоидов выделенных формаций было связано с разными эпохами тектонического развития, что обусловило существенные различия в их геологическом строении, вещественном составе и геохимической специализации. Табл. 1, рис. 2.

УДК 551.243

Деформационные циклы в раннем докембрии. А.Н. Казаков. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 238-245.

Складчатая эволюция комплексов раннего докембрия происходит в условиях снижения пластичности пород и нарастания их хрупких свойств. Последовательно возникают: складки ламинарного течения - складки изгиба - струптуры, связанные с хрупкими деформациями. Этот ряд назван нисходящим структурным рядом, а составляющие его структурные формы объединены в деформационный цикл (ДЦ). Приведено описание ДЦ ладожской серии Балтийского щита. В конкретных комплексах может быть проявлен один или несколько ДЦ. Метаморфизм не является контролирующим фактором в распределении складок различных типов. Этапы деформаций, объединенные в ДЦ, составляют возрастную структурную шкалу, к которой могут быть привязаны этапы метаморфизма и этапы внедрения магматических масс. Деление интрузивных тел на до-, син- и послескладчатые устарело. Значительно более точна их привязка к реперам возрастной структурной шкалы. Рис. 1, библ. 12 назв.

УДК 551.24

Структурная эволюция метаморфических комплексов в раннем докембрии. В.В. Эз. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия", М., "Наука", 1976 г., с. 245-252.

На основании сопоставления 1) большой величины тектонических деформаций древнейших метаморфических комплексов, 2) неоднократного наложения деформаций разного плана, 3) тесной связи метаморфических процессов с тектоническими деформациями, 4) закономерной смены метаморфических серий с разными температурными градиентами, 5) выходов на поверхность на огромных площадях глубинных метаморфических комплексов, среди которых широко развиты гранитизированные образования, делается вывод, что в формировании структуры метаморфических комплексов раннего докембрия существенную роль играли связанные с гранитизацией движения конвективного типа внутри коры. Рис. 4, библ. 2 назв.

УДК 551.24

Архейские гранит-зеленокаменные области как древнейшие стабильные ядра континентальной коры. Н.В. Горлов. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 253-266.

Большинство исследователей считает архейские гранит-зеленокаменные области регионами широкого проявления гранитного диапиризма. Причиной этого является трактовка раннедокембрийских гранитных (гранито-гнейсовых, тоналитовых и т.д.) куполов в качестве диапировых плутонов. В статье доказывается, что гранито-гнейсовые купола в действительности представляют собой глыбовые структуры гранитного основания древних супракrustальных пород. Они наблюдаются на уровне поверхности соприкосновения самых древних структурных этажей континентальной коры, из которых нижний повсюду представлен гранитами. Последние имеют мантийное происхождение и слагают "собственно гранитный", или "тоналитовый", слой коры. Такое понимание природы гранитных куполов согласуется с региональными особенностями строения и метаморфизма гранит-зеленокаменных областей и позволяет предложить новую геотектоническую интерпретацию этих участков шитов. В согласии с ней гранит-зеленокаменные области, в пределах которых метаморфизм супракrustального этажа является слабым, представляют собой самые древние стабильные ядра континентальной коры, пространственно совмещенные с линзовидными утолщениями "тоналитового" слоя. Они разделены и окаймлены подвижными поясами глубоко метаморфизованных супракrustальных пород, которые совпадают с участками тонкой "тоналитовой" оболочки. Особенность древнейших стабильных областей состоит в том, что в период самого раннего тектогенеза они подверглись расчленению на глыбы. Возникновение разломов сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью, продукты которой составили значительный объем в формирующихся над разломами зеленокаменных поясах. Рис. 2, библи. 38 назв.

УДК 552.16

Термодинамический режим метаморфизма и геотермическое состояние земной коры в раннем докембрии. В.А. Глебовицкий. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 266-275.

Дан сравнительный анализ пространственной и временной эволюции метаморфических процессов в фанерозойских, позднедокембрийских и раннедокембрийских подвижных областей. Показано, что термодинамический режим метаморфизма связан с направленностью и интенсивностью тектонических движений в структурно-формационных зонах и на разных стадиях эволюции геосинклинали. На основе термодинамического различия между тектоническими зонами и геосинклинальными стадиями выделены циклы регионального метаморфизма и парные метаморфические пояса в раннем докембрии. Геотермический режим глубинного петрогенезиса в зонах быстрых устойчивых погружений, где формируются глаукофансланцевые, эклогит-глаукофансланцевые, эклогито-сланцевые, эклогито-гранулитовые и эклогито-гнейсовые комплексы, особенно детально рассмотрен. Сравнительная его оценка позволила прийти к выводу о том, что в раннем докембрии общий, или фоновый, теплопоток через земную кору был более интенсивным, чем в позднем докембрии и в фанерозое. Библи. 38 назв.

УДК 552.163(571.56)

Гранулитовая фация Алданского шита. В.И. Кицул, В.С. Шкодзинский. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 275-286.

На основании минеральных парагенезисов с помощью РТ-диаграммы, построенной с учетом фазы расплава и при виртуальном инертном поведении

воды в бедных кальцием мигматитах высокоглиноземистых пород с кварцем, плагиоклазом и ортоклазом, в субстрате и жильном материале выделено пять минеральных фаций: биотит-силлиманит-гранатовая, биотит-кордиерит-гранатовая, гиперстен-кордиерит-гранатовая, гиперстен-силлиманитовая и сапфири-кварцевая. Первые четыре установлены в алданском гранулитовом комплексе; показаны площади их распространения, минеральные парагенезисы и железистость граната в них, а для критических парагенезисов приведены полные химические анализы гранатов. Выявлена региональная метаморфическая зональность кульминационного этапа прогрессивного метаморфизма, характеризующаяся на Алданском шите усилением метаморфизма с запада на восток и с севера на юг, и осложняющая ее метаморфическая неоднородность, отражающая блоковую структуру кристаллического фундамента. Табл. 2, рис. 2, библиография 15 назв.

УДК 552.321.5:551.71/72

Процессы метасоматической аортозитизации и их роль в глубинном петрогенезисе докембрия. В.Н. Мошкин, И.Н. Дагелайская. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 286-295.

В докембрийских комплексах ряда районов Земли (Алдано-Становой и Балтийский щиты, фундамент складчатой системы Кордильер и др.) установлены проявления процессов метасоматической аортозитизации. Суть этих процессов, проходивших в  $P=T$ -условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, заключается в замещении минералов различных исходных пород плагиоклазом, состав которого варьирует (в зависимости от стадии и условий процесса) в интервале от № 40 до 85.

По химизму процессы аортозитизации противоположны базификации. Эти процессы заметно отличаются также и от гранитизации, хотя между ними есть и черты существенного сходства. Процессы метасоматической аортозитизации играли большую роль в формировании катазональных аортозитов. Библиография 19 назв.

УДК 552.1:54+550.831

Петрохимическая специализация вулканизма и природа аномалий гравитационного потенциала в пределах докембрийских щитов. И.Г. Клушин, И.И. Абрамович. В сб. "Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия". М., "Наука", 1976 г., с. 295-303.

Установлены значительные различия гравитационного потенциала на докембрийских щитах: максимальная величина для Украинского и Балтийского и минимальная для Канадского и Индийского щитов. Особенности химического состава базальтоидов киватинского типа (в частности, концентрация железа) коррелируются с гравитационным потенциалом, что является основанием для того, чтобы связать различия между щитами с большой ролью поднятия тяжелых недифференцированных масс в раннедокембрийское время. Влияние последующих процессов гранитизации на эти базальтоиды незначительно так же, как и на современные вулканы Тихоокеанского пояса, которые, как и докембрийские, обнаруживают качественно однотипную зависимость состава от положения в аномальных зонах геопотенциала. Табл. 4, рис. 2, библиография 19 назв.

2p. 6216

1870