

Том 2, Номер 2

Март - Апрель 1994

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 2 № 2 1994 Март - Апрель

Основан в 1993 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0869-592X

Главный редактор
Б.С. Соколов

Заместитель главного редактора
М.А. Семихатов

Ответственный секретарь
А.Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

**А.С. Алексеев, М.Н. Алексеев, М.А. Ахметьев,
И.А. Басов, М. Бассет, В.А. Берггрен, Е.В. Бибилова,
Н.А. Богданов, О. Валлизер, Ю.Б. Гладенков, А.И. Жамойда,
В.А. Захаров, Д. Кальо, Л.А. Невеская, А.Г. Пономаренко,
Ю. Ремане, А.Ю. Розанов, Б.А. Соколов, Сунь Вейго, В.Е. Хаин,
К. Чинзей, Н.М. Чумаков**

Зав. редакцией Т.В. Тришкина
Науч. редактор А.С. Тарабанова

**Адрес редакции: 109180, Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 231-21-64**

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Том 2, номер 2, 1994

Стратиграфическое пространство или мир стратиграфии

А. И. Жамойда 3

Так что же такое стратиграфия?

Д. П. Найдин 12

Решение основных задач стратиграфии (на примере нижнего мела Туркмении)

В. А. Прозоровский 17

Практика выделения дробных стратиграфических подразделений в камчатском неогене

Ю. Б. Гладенков 26

Магнитостратиграфическая схема кайнозоя Монголии

Е. В. Девяткин 35

Биогеографические и климатические особенности палинофлор триаса Восточной и Западной Европы

О. П. Ярошенко 46

Сравнение титонских фораминифер Крыма и Сирии

Т. Н. Горбачик, К. И. Кузнецова 51

Флора на границе мела и палеогена Северо-Востока России

Л. Б. Головнёва 64

Некоторые проблемы геологической истории Каспийского моря

П. В. Федоров 71

Новые данные по стратиграфии и палеоэкологии плейстоцена Подмосквья

С. С. Габлина, К. В. Горецкий 80

О принципах установления и прослеживания границ отделов и систем (на примере девонской системы)

В. Б. Караулов 90

Краткие сообщения

Палинология морского позднего плиоцена Сирии и анализ палеогеографических обстановок

А. Н. Симакова 96

Отражение сейсмостратиграфии в Стратиграфическом кодексе

Ю. А. Волож, А. Е. Шлезингер 103

Персоналии

Борису Сергеевичу Соколову – восемьдесят лет 107

CONTENTS

Volume 2, Number 2, 1994

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAHK HAYKA/Interperiodica Publishing (Russia).
Stratigraphy and Geological Correlation ISSN 0869-5938.

Stratigraphic Space or the World of Stratigraphy

A. I. Zhamoida 3

So, What Is Stratigraphy?

D. P. Naidin 12

Solution to Basic Problems in Stratigraphy Using the Example of the Lower Cretaceous in Turkmenistan

V. A. Prozorovskii 17

Recognition of Finer Stratigraphic Units in the Neogene of Kamchatka

Yu. B. Gladenkov 26

Magnetostratigraphic Scheme of the Cenozoic in Mongolia

E. V. Devyatkin 35

Biogeographic and Climatic Peculiarities of Triassic Palynofloras from Eastern and Western Europe

O. P. Yaroshenko 46

Comparative Analysis of the Tithonian Foraminifers of the Crimea and Syria

T. N. Gorbachik and K. I. Kuznetsova 51

Flora at the Cretaceous-Paleogene Boundary in Northeastern Russia

L. B. Golovneva 64

Some Problems Concerning the Geological History of the Caspian Sea

P. V. Fedorov 71

New Data on Pleistocene Stratigraphy and Paleoecology of the Moscow Region

S. S. Gablina and K. V. Goretskii 80

On the Principles of Establishing and Tracing Boundaries of Series and Systems (The Devonian System as a Case Study)

V. B. Karaulov 90

Brief Communications

Palynology of the Marine Upper Pliocene in Syria and a Paleogeographical Analysis

A. N. Simakova 96

Seismostratigraphic Aspects of the Stratigraphic Code

Yu. A. Volozh and A. E. Shlezinger 103

Personalia

Boris Sergeevich Sokolov is Eighty

107

УДК 551.7

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПРОСТРАНСТВО ИЛИ МИР СТРАТИГРАФИИ

© 1994 г. А. И. Жамойда

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199026 Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия*

Поступила в редакцию 09.02.93 г.

Рассмотрен ряд ключевых проблем стратиграфии, высказаны предположения о расширении объектов ее изучения и обращено внимание на понятие стратисферы. Специальные стратиграфические подразделения, рекомендуемые "Стратиграфическим кодексом" России (лято-, био-, климато-, магнито- и сеймостратиграфические) квалифицируются как самостоятельные, но дополнительные к основным стратонам (местным, региональным, общим). Показана неантагонистичность двух концепций стратиграфической классификации, ранее условно названных "европейской" и "американской", поскольку они дополняют друг друга. Проведен анализ применимости четырех фундаментальных принципов стратиграфии к первично неслоистым геологическим телам (интрузивным, дайковым, высокометаморфизованным) и сделан вывод о невозможности их включения в объекты классической стратиграфии. В дополнение к последней предлагается различать стратиграфию, объединяющую специальные стратоны, и геосферную стратиграфию. Объектами последней являются глубинные геосферы, включая верхнюю мантию, а также земную кору в целом или крупнейшие интервалы ее разреза. Огромные мощности глубинных геосфер расцениваются не только как количественный, но и как качественный признак геостратона. Разрезы геосфер названы геостратиграфическими; в них включаются и первично неслоистые геологические образования, которые при этом оказываются в сфере стратиграфии, но не классической, а геосферной. Стратисфера простирается до нижней мантии.

Общие и теоретические проблемы стратиграфии в последние годы неоднократно обсуждались в печати. Такие дискуссии в нашей стране особенно активизировались при подготовке обоих изданий отечественного "Стратиграфического кодекса". По некоторым проблемам были приняты приемлемые решения, которые вошли в качестве статей в кодексы, по другим не удалось достигнуть согласия, что послужило одной из основных причин подготовки настоящей статьи. В ней автор делает попытку выяснить соотношение основных разделов стратиграфии и обратить внимание на понятие стратисферы.

Рассмотрены следующие вопросы: 1. Основные и специальные стратиграфические подразделения. 2. Соотношение стратиграфических подразделений (стратонов) и геологических тел, первично неслоистых. 3. Стратиграфия и глубинные геосферы. 4. Стратиграфическое пространство.

Определение любой науки исходит (или является некой функцией) от определения объекта ее изучения. Можно эту зависимость сформулировать и в обратном порядке, поскольку связь в данном случае взаимная. В отечественном "Стратиграфическом кодексе" дается следующая формулировка объекта стратиграфии: "Стратиграфическое подразделение (стратон) – совокупность горных пород, составляющих определенное единство и обособленных по признакам, позволяющим установить пространственно-временные

соотношения, т.е. последовательность формирования и положение в стратиграфическом разрезе" (Стратиграфический кодекс, 1992, с. 21).

Напомним также четыре фундаментальных принципа стратиграфии, которые были изложены С.В. Мейеном, Д.Л. Степановым и М.С. Меосжниковым с некоторыми дополнениями автора (Практическая стратиграфия, 1984). Они нам понадобятся при обсуждении выше поставленных вопросов.

Принцип Стенона: "... при ненарушенном залегании каждый нижележащий слой древнее покрывающего слоя" (первичная формулировка автора). С.В. Мейен предлагает несколько расширенную его формулировку: "Временные отношения раньше/позже между геологическими телами определяются их первичными пространственными отношениями и (или) генетическими связями" (Мейен, 1989, с. 26)

Принцип Гексли (гомотаксальности): "Стратиграфическая корреляция конкретных разрезов, если непосредственное прослеживание невозможно, осуществляется сопоставлением гомотаксальных, т.е. идентичных последовательностей признаков, в том числе обстановок и событий прошлого" (Мейен, 1989, с. 30; Практическая стратиграфия, 1984, с. 12).

Принцип Мейена (хронологической взаимозаменяемости признаков или событий, ими отражаемых): "Различное, частично перекрывающееся

площадное распространение и комплексирование стратиграфических признаков обеспечивают их хронологическую взаимозаменяемость, являющуюся основой внутри- и межрегиональной, вплоть до планетарной, корреляции по серии признаков наибольшего веса" (Мейен, 1989, с. 35; Практическая стратиграфия, 1984, с. 13).

Принцип объективной реальности и неповторимости (уникальности) стратиграфических подразделений, предложенный Д.Л. Степановым и М.С. Месежниковым: "Стратиграфические подразделения (стратоны), представляя реальный результат геологических событий, объективно отражают суть этих событий и не повторяются во времени" (Степанов, Месежников, 1979, с. 48).

Второй и третий принципы не были окончательно сформулированы С.В. Мейеном в цитируемой книге и здесь даны в моей формулировке, против которой С.В. Мейен не возражал (письмо ко мне от 3 июля 1982 г.). В том же письме он признал фундаментальность четвертого принципа, поддержанного мною (Практическая стратиграфия, 1984, с. 13 - 14), и высказал предложение считать его первым.

1. ОСНОВНЫЕ И СПЕЦИАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Исторически сложились несколько различные подходы к структуре стратиграфии в Европе и в Америке. Большинство европейских геологов (в том числе отечественных) признавали и признают единство стратиграфии как науки, американские же геологи, в соответствии с "Кодексом стратиграфической номенклатуры" (Code of Stratigraphic ..., 1961), стали выделять несколько независимых друг от друга "стратиграфий", отвечающих различным методам исследований.

Почти 20 лет тому назад эти две тенденции были условно названы мною и В.В. Меннером "европейской" и "американской", однако мы тогда же пришли к выводу, что, несмотря на декларируемые теоретические разногласия, все геологи – и Старого, и Нового света – работают одинаково и отлично друг друга понимают (Жамойда, Меннер, 1974). Позднее было замечено, что и эти теоретические разногласия как будто стираются (Жамойда, Моисеева, 1980).

В "Стратиграфическом кодексе СССР" (1977), наряду с основными стратиграфическими подразделениями комплексного обоснования (местными, региональными и общими), отражающими их географическое распространение и различную степень общности характеризующих их признаков, были помещены подразделения частного обоснования и вспомогательные, охватившие лито- и биостратиграфические единицы американских кодексов (Code of Stratigraphic ..., 1961; North

American ..., 1983). Возможно, в данном случае правильнее говорить о комплексной или частной характеристике, а не об обосновании.

По-иному рассмотрено соотношение обсуждаемых групп стратонов во втором издании отечественного "Стратиграфического кодекса" (1992). Для основных подразделений лишь подчеркнута их геосистемная природа. Здесь хочется еще раз отметить плодотворность взглядов Л.С. Либровича (Стратиграфические и геохронологические подразделения, 1954), А.П. Ротая (Стратиграфическая классификация ..., 1960), В.В. Меннера (Меннер, 1962), которые указывали на причинную связь комплексности характеристики как подразделений общей шкалы, так и местных схем с этапностью развития земной коры. В сущности, комплексная характеристика основных стратонов – это отражение этапности в развитии внешней геосферы (земной коры) в целом или ее участка с учетом эволюции био-, гидро- и атмосферы (Жамойда, 1980; Практическая стратиграфия, 1984; Стратиграфический кодекс, 1992).

Подразделения же, аналогичные предлагаемым американским кодексом и устанавливаемые с помощью отдельных методов, названы во втором издании "Стратиграфического кодекса" специальными. Охарактеризовано пять их категорий: лито-, био-, климато-, магнито- и сейсмостратиграфические¹. Они квалифицированы уже не только как вспомогательные, а как вполне самостоятельные, но дополнительные к основным стратиграфическим подразделениям. Их набор может быть расширен.

2. СООТНОШЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ (СТРАТОНОВ) И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ, ПЕРВИЧНО НЕСЛОИСТЫХ

Приводимые в геологической литературе многочисленные определения объекта стратиграфии по существу можно свести к двум: одно включает признак пластообразности (или слоистости), что зафиксировано в самом названии науки, другое же не считает этот признак основным и относит к объектам стратиграфии любые геологические тела (пластообразные и непластообразные, слоистые и неслоистые), которые различаются или которые можно различить по времени формирования. Этот вопрос дискутировался еще при обсуждении первого проекта Стратиграфического кодекса СССР на пленуме Межведомственного стратиграфического комитета (МСК), на котором голоса разделились точно поровну.

¹ Причины выбора именно этих категорий изложены в "Предисловии" и во "Введении" к Кодексу (Стратиграфический кодекс, 1992).

В определении стратона, принятом в "Стратиграфическом кодексе" (1992), главными являются признаки, позволяющие установить пространственно-временные соотношения объектов исследований. И если бы на этом заканчивалась фраза, то в объекты попали бы все геологические тела, включая интрузивные, дайковые и высокометаморфизованные (в которых невозможно определить первичную слоистость). Однако последующее разъяснение ограничивает понимание объекта стратиграфии, поскольку определенное положение в стратиграфическом разрезе может занимать только пластообразное (обычно слоистое) геологическое тело.

Здесь необходимо пояснить, что понимает автор под разрезами в геологии. Я различаю разрез геологический и разрез стратиграфический.

Геологический разрез или геологический профиль – это естественное или искусственное сечение (рассечение) геологических образований (толщ, тел). Разрез может быть ориентирован вкрест простирания или по простиранию осадочных толщ (даже параллельно напластованию), может включать интрузивные, дайковые и любые неслоистые тела, может быть сплошным или содержать различные тектонические нарушения (разломы, нарушения залегания слоев и т.д.). Таким разрезом (профилем) обычно сопровождают геологическую карту района или региона. На материале геологического разреза может быть составлена геологическая (геоисторическая) колонка, в которой помещаются все геологические тела и отмечаются следы тектонических процессов во временной последовательности их образования, внедрения или проявления.

Стратиграфический разрез – это разрез нормально пластующихся геологических тел. Слои этого разреза могут быть наклонены, поставлены вертикально, перевернуты, складчаты, но почти всегда можно выяснить первичную последовательность их образования и, следовательно, применить так называемый "закон суперпозиции" на любом интервале разреза. На его основе строят стратиграфическую колонку. Нередко геологический разрез является в то же время стратиграфическим.

При обсуждении проекта второго издания "Стратиграфического кодекса" вопрос об объекте стратиграфии снова был предметом дискуссии. Заметим, что в "Североамериканском стратиграфическом кодексе" (North American Stratigraphic Code, 1983) интрузивные и высокометаморфизованные образования включены в сферу изучения стратиграфии в качестве самостоятельного класса литодемических подразделений, а в проекте второго издания Международного руководства по стратиграфии они рассматриваются как литостратиграфические подразделения "особого рода" (International Subcommission ..., 1992).

Две трети членов МСК не согласились с включением в сферу изучения стратиграфии интрузивных и высокометаморфизованных геологических тел, однако одна треть считала, что хотя последние в большинстве своем не подчиняются "закону суперпозиции", тем не менее несут "геохронологическую нагрузку" и, следовательно, могут быть признаны объектом стратиграфии. Но какое природное тело не несет "хронологической нагрузки"?

В результате большинство участников пленума МСК (22 ноября 1990 г.) склонилось к более общему определению предмета стратиграфии, предложенному С.В. Мейеном: стратиграфия "изучает пространственно-временные отношения комплексов горных пород (геологических тел) в земной коре" (Мейен, 1989, с. 51).

Я всегда был сторонником первой точки зрения на объект стратиграфии, однако ряд выступлений видных стратиграфов в защиту второй концепции привел меня к решению обсудить этот вопрос специально. Наиболее правильным будет рассмотреть, насколько каждая из концепций отвечает четырем фундаментальным принципам стратиграфии.

Принцип Стенона в авторской формулировке, конечно, совершенно не допускает вторжения в стратиграфию неслоистых тел. Поддержав в свое время более общее определение этого принципа, предложенное С.В. Мейеном, сейчас я начинаю сомневаться в его однозначности. Считаю слишком сильным требованием установление генезиса контактирующих геологических тел, что было предложено Л.Л. Халфиным (Халфин, 1969), С.В. Мейен (Мейен, 1989), тем не менее полагал, что именно генетические соображения лежат в основе этого принципа, объясняя свою мысль, в частности, связью осадкообразования с существованием гравитационного поля Земли. С последним соображением можно согласиться, поскольку "закон суперпозиции" основан на закономерностях образования осадочных толщ, связанных с гравитацией. Однако для стратона этим и исчерпывается значение генетического признака (фактора). Определение относительного возраста первично слоистых тел на основе "закона суперпозиции" можно назвать первичным. В то же время определение относительного возраста внедрившихся интрузивных и дайковых тел уже вторично, поскольку надежно осуществляется с помощью вмещающих первично слоистых образований.

Таким образом, представляется более правильным применять принцип Стенона в формулировке его автора. Заметим также, что, предложив столь общую формулировку принципа Стенона, С.В. Мейен далее оперирует в цитируемой книге и в последующих статьях только собственно стратиграфическими подразделениями, т.е. геологическими телами, образованными в результате

процессов седиментации или во всяком случае пластообразными. А в этом случае, если исключить силлообразные тела, то при ненарушенном залегании отношение раньше/позже всегда является функцией отношения ниже/выше.

Я очень сомневаюсь, что кто-то решится применить принцип Гексли для выявления гомотаксальных последовательностей признаков с целью корреляции интрузивных геологических тел даже при явно многократном внедрении магматической массы. Пожалуй, только точные определения возраста (геохронометрия) последовательных участков геологического тела могли бы здесь сыграть роль гомотаксальных последовательностей признаков, однако это пока недостижимо. Это невозможно сделать и в высокометаморфизованных геологических телах, если надежно не доказана первичность наблюдаемой слоистости (расслоенности).

Принцип Мейена, основанный на геосистемной природе геологических тел, на первый взгляд отвечает обеим концепциям, однако его автор подчеркивает необходимость выбора именно хронологически взаимозаменяемых признаков той гомотаксальной последовательности, которую по признакам наибольшего веса мы признаем “правильной” корреляцией. Непосредственная связь этого принципа с предыдущим ставит под большое сомнение возможность его применения для интрузивных и высокометаморфизованных тел.

Четвертый принцип вполне применим к обеим концепциям.

Итак, из четырех фундаментальных принципов стратиграфии практически не применимы для интрузивных (тем более дайковых) и высокометаморфизованных тел – второй и третий, а также первый, если придерживаться его авторской формулировки.

Обратим внимание еще на важные особенности слоистых и неслоистых (или пластообразных и непластообразных) геологических тел: генетические, временные и “объемные”. Здесь придется исключить из рассмотрения высокометаморфизованные геологические тела по причине многозначности их генезиса, поскольку они могут быть и первично осадочными образованиями, слоистость которых утрачена, и первично магматическими (интрузивными) образованиями с приобретенной расслоенностью и т.д.

При сравнении осадочных (включая и вулканогенно-осадочные) слоистых образований и интрузивных, первично неслоистых тел, нетрудно заметить, что способы их формирования принципиально различны. Векторы сил, обеспечивающие их формирование, противоположны по направлению, а именно: центростремительные (по отношению к центру Земли) для осадочных и экс-

центрические для интрузивных. В первом случае действует гравитация, которая обуславливает образование первичнослоистых тел, располагающихся одно над другим “параллельно” поверхности геоида; во втором случае глубинные процессы формируют “первично-радиальные”, внедрившиеся геологические тела (Жамойда, 1980).

Для пластообразных тел может быть установлена нижняя и верхняя границы (стратиграфические границы), а следовательно, в принципе может быть определен интервал времени (длительность) их формирования и выбран стратотип. Для интрузивного же тела устанавливается, да и то условно или с помощью вмещающих слоистых образований только верхняя граница, т.е. только время завершения их формирования. Мое замечание по этому поводу при обсуждении проекта второго издания “Международного руководства по стратиграфии” и заключалось в том, что для таких геологических тел нельзя выбрать именно стратотипический разрез. Выход из этой ситуации, который предложил А. Сальвадор (International Subcommission ..., 1992) – вместо стратотипа выбирать типовое местонахождение геологического тела (type localities) я не могу назвать приемлемым.

В связи с вышеизложенным вовсе не применим принцип установления и приоритетного использования нижних границ неслоистых подразделений для определения их объемов и корреляции. Как известно, этот принцип становится общепринятым и Международная комиссия по стратиграфии в соответствии с ним рекомендовала использовать так называемые “точки глобального стратотипа границы” (ТГСГ) для подразделений общей стратиграфической шкалы, что нашло отражение и во втором издании отечественного “Стратиграфического кодекса” (1992).

Рассматриваемый принцип не менее важен в применении к региональным стратонам и в определенной мере к местным.

Наконец, последнее соображение. Если интрузивные тела могут, конечно с солидной долей условности, рассматриваться как особые, специфические местные литостратиграфические единицы, и в какой-то мере как региональные при широком развитии в регионе, то вряд ли кто решится применить к ним терминологию и номенклатуру общих (международных) единиц. Поэтому не случайно, что в инструкции по организации и производству геологосъемочных работ масштаба 1 : 50000 (1986 г.) рекомендуемая легенда, включающая и интрузивы, построена на геохронологической основе. Не случайно А. Сальвадор в главе второго издания “Международного руководства по стратиграфии” (International Subcommission ..., 1992), посвященной докембрию (т.е. в большинстве высокометаморфизованным образованиям), рассматривает архей и протерозой не

Характеристика пластообразных и непластообразных геологических тел

Фундаментальные принципы стратиграфии; особенности геологических тел	Пластообразные (слоистые) геологические тела	Непластообразные (неслоистые) геологические тела
1. Применимость фундаментальных принципов стратиграфии:		
Принцип Стенона	+	—
Принцип Стенона (по С.В. Мейену)	+	+
Принцип Гексли	+	—
Принцип Мейена	+	—
Принцип уникальности	+	+
2. Способы и время формирования:		
Вектор формирующих сил по отношению к центру Земли	направлен к центру (гравитация)	направлен от центра (глубинные силы)
Форма геологических тел по отношению к земной поверхности (к поверхности геоида)	первично-параллельная	первично-перпендикулярная (радиальная)
Возможность определения стратиграфических (временных границ)	нижней/начальной и верхней/конечной	верхней/конечной
Возможность определения интервала времени образования геологического тела (длениа)	+	—
Применение ТГСТ	+	—
3. Использование стратиграфических и временных категорий единиц:		
Местные стратоны	+	частично
Региональные стратоны	+	?
Общие стратоны	+	—
Геохронологические единицы	+	+
Геохронометрические единицы	+	+

в качестве стратиграфических (хроностратиграфических) единиц, а только в качестве геохронологических подразделений — зонон.

Достаточно прочесть в проекте указанного “Руководства” раздел главы о литостратиграфических единицах, посвященный изверженным и неслоистым метаморфическим породам, чтобы увидеть, что последние все-таки являются “инородными” среди обычных, слоистых (пластообразных) осадочных и вулканогенных образований. Все касающиеся их тексты построены на каких-то оговорках. Но среди этих оговорок есть настолько принципиальные, что, на мой взгляд, по существу невозможно считать указанные образования даже литостратиграфическими подразделениями “особого рода”. Отметим три такие существенные отличия: во-первых, они могут

“выпадать” из иерархии хроностратиграфических подразделений (и чаще всего выпадают) и оказываются по существу лишь геохронологическими. Во-вторых, для них выбирается не стратотип, а некое типовое местонахождение. Наконец, в наименование интрузивных тел предлагается включать, кроме географического названия и названия породы, еще форму или структуру тела (батолит, шток, дайка и т.д.) или просто называть его “интрузией”.

Представляется, что изложенные рассуждения приводят все-таки к выводу о том, что подразделения интрузивные (“прорывающие”) и высокометаморфизованные (утратившие первичные слоистые структуры) геологические тела не могут считаться объектами стратиграфии, хотя, как любые природные тела несут “геохронологическую

нагрузку". Во всяком случае они не могут считаться объектами традиционной стратиграфии – стратиграфии классической. Прилагаемая таблица этот вывод иллюстрирует.

Классификация, терминология и номенклатура интрузивных, дайковых и высокометаморфизованных геологических тел предложена в "Петрографическом кодексе" (1992).

3. СТРАТИГРАФИЯ И ГЛУБИННЫЕ ГЕОСФЕРЫ

Классическая стратиграфия изучает слоистые структуры земной коры. В то же время постоянное увеличение глубинности геологических исследований прямыми и косвенными методами создало проблему действительно общепланетарной стратификации² не только земной коры, но и подкоровых образований. Могут ли эти исследования входить в круг стратиграфических? Именно такой вопрос был поднят известным петрографом Г.М. Гапеевой еще в 1971 г. при обсуждении первого проекта "Стратиграфического кодекса СССР".

Ответ будет зависеть от определения слоя или слоистой структуры. Ю.А. Косыгин считает, что такая структура "может выделяться по различным признакам, т.е. иметь различную природу ... Если понимать слоистую структуру в таком обобщенном смысле, то она свойственна Земному шару в целом (сферическая слоистая структура), земной коре, осадочной оболочке и отдельным толщам, участвующим в ее строении. Слоистая структура охватывает огромный диапазон от первого (наиболее мощный слой – мантия мощностью 2900 км) до десятого порядка размеров входящих в нее слоев" (Косыгин, 1974, с. 90).

Я поддерживаю такое понимание слоистой структуры. По существу во втором издании отечественного "Стратиграфического кодекса" (1992), в который включен ряд специальных стратонов, эта концепция и принята.

Ю.А. Косыгин считает, что "выделение и описание слоистой структуры Земли лежит в основе тектонических исследований" (Косыгин, 1974, с. 91). Не возражая против этого (хотя тектоника занимается скорее нарушениями этой структуры, на что указывает и цитируемый автор), замечу, что все-таки слоистые структуры, в том числе и первых порядков (по Ю.А. Косыгину) могут быть отнесены и к объектам стратиграфии. Рассмотрим этот вопрос.

Стратиграфические исследования включают две главные операции: 1) расчленение разреза, сопровождаемое характеристикой его интервалов и завершаемое выделением стратиграфических

подразделений с обоснованием их границ; 2) стратиграфическую корреляцию по вещественным (в широком смысле, включая различные геополы и энергетический потенциал) и (или) по временным (время формирования, положение в разрезе) признакам с прослеживанием границ между различными стратонами, в том числе разобобщенными.

Общее расчленение подкорового разреза Земли с помощью различных дистанционных методов (с использованием характеристик магнитного и гравитационного полей планеты, сейсмических и других данных) осуществимо не только для всей литосферы, но и, по крайней мере, для верхней мантии (Геодинамический разрез ..., 1989). И хотя при этом значительную роль играет выбранная концепция или модель, тем не менее результаты исследований большинства специалистов в основном совпадают.

Естественно задать такой вопрос: можно ли границы между глубинными геосферами считать стратиграфическими? По-видимому, условно можно, поскольку различным подразделениям земной коры свойственны различные по своему характеру границы. Например, для докембрийских образований в качестве границ между стратонами (в том числе даже общей стратиграфической шкалы) широко используются диастрофические, т.е. тектоно-плутонические события (Геологическое строение, 1989; Салоп, 1982) и это как будто никого не смущает.

Уязвимым в признании подкоровых слоев стратиграфическими подразделениями является неясность временных (хронологических) характеристик. Но здесь можно опереться на такой показатель в определении стратона, как положение в разрезе.

Прослеживание вещества и границ глубинных геосфер на основе различных характеристик (с помощью различных методов) проводится довольно уверенно в пределах верхней мантии и менее уверенно в нижней мантии. Как и расчленение глубинных геосфер, так и корреляция в их пределах основаны на положении в общем разрезе Земли.

Таким образом, если хотя бы условно согласиться с приведенными рассуждениями, то можно говорить о таком направлении стратиграфических исследований, как стратиграфия глубинных геосфер. Огромная мощность этих планетарных структур является не только количественным, но и качественным их признаком. Со временем вполне возможно их дальнейшее расчленение по разрезу на интервалы, но значительно превышающие по мощности стратоны, выделяемые в земной коре.

4. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПРОСТРАНСТВО

Как видно из предыдущего, кроме основных, собственно стратиграфических подразделений,

² Стратификацией я называю операции по выделению слоев (стратиграфических подразделений) в слоистых структурах.

широко используются специальные, а также слоистые структуры глубинных геосфер. Представляется достаточно аргументированным различать соответственно три крупнейших раздела стратиграфии: классическую стратиграфию, специальную и стратиграфию глубинных геосфер или геосферную. Каковы же взаимоотношения между ними? Можно ли их как-то связать и объединить в общее стратиграфическое пространство? Действительно ли они (в особенности первый и второй разделы) антагонистичны? Отвечают ли их подразделения определению стратона, приведенному в начале статьи?

На последний вопрос можно сразу ответить утвердительно, поскольку установление пространственно-временных соотношений раскрывается и путем выяснения последовательности формирования стратона и установлением положения в разрезе. Последнему условию вполне отвечают, например, специальные – сеймостратиграфические подразделения и с другой стороны, подкоровые геосферы, хотя и для тех и других последовательность формирования проблематична или невыяснима.

Ответ на первые вопросы я получил, как это ни странно, в Ленинградской филармонии при исполнении симфонии П. Хиндемита “Гармония мира”. Симфония связана с оперой того же названия, посвященной Иоганну Кеплеру, который и написал трактат “Гармония мира” (1619 г.), пытаясь в нем обобщить законы, управляющие Вселенной и одновременно лежащие в основе музыки. В симфонии композитор отвлекся от сюжета оперы и три части первой назвал по трем категориям музыки, предложенным римским философом VI века Аницием Бозтием (ок. 480 - 524 г.) в трактате “О музыке”. Эти категории таковы: *Musica Instrumentalis* (музыка инструментов), *Musica Humana* (музыка человечества) и *Musica Mundana* (музыка мира или мироздания).

И я подумал: разве попытки обособлений стратиграфии на несколько “стратиграфий” по применяемым методам (лито-, био-, ритмо-, магнито-стратиграфия и т.д.) не являются аналогом “музыки инструментов”, когда каждый инструмент исполняет свою партию и вроде бы независим от другого? Метод в специальной стратиграфии как раз и играет роль инструмента. Однако, так же, как человек-слушатель воспринимает оркестр как нечто целое (если никакой инструмент не солирует) и качественно отличное от отдельных инструментов, так и человек-геолог воспринимает стратиграфическое подразделение как геологическое тело, интегрирующее все его составляющие, обусловленные эволюцией лито-, био-, гидро-, атмосферы и других земных и космических процессов, т.е. тело, имеющее геосистемную природу. Так же как *Musica Humana* объединяет наше “духовное и телесное бытие”, так и в классичес-

кой стратиграфии присутствует, более чем в специальной, “человеческий”, субъективный элемент. Но мне он не кажется недостатком, а скорее является достоинством, поскольку этим достигается цельное восприятие природного объекта.

Если продолжить наши рассуждения, то можно сделать следующие выводы:

1. Две основные тенденции (концепции) стратиграфической классификации, а в сущности два крупнейших раздела стратиграфии не антагонистичны. Каждый из них может быть обоснован теоретически и оправдан практикой. Геолог, изучая стратиграфический разрез, воспринимает его подразделения как единые, целые геологические тела, отличные от других серий признаков. Одни признаки определяются визуально в поле, другие – с помощью особых инструментальных методов, третьи – при камеральной обработке полевых материалов. В то же время “расчленение” стратиграфии по методам (“инструментам”) исследований способствует выявлению веса каждого метода, его эффективности, создает предпосылки к использованию ЭВМ и, вероятно, еще многое другое.

И специальные стратиграфические подразделения, и основные подчиняются фундаментальным принципам стратиграфии и несут все особенности пластообразных (слоистых) геологических тел, которые перечислены выше.

2. Сложнее обстоит дело с подразделениями глубинных геосфер (они могут быть формально сопоставлены с “музыкой мироздания”). Представляется, что их особенности не имеют принципиального характера по отношению к стратиграфии, поскольку рассматриваемые подразделения в целом отвечают принятому в Кодексе определению стратона и, на мой взгляд, к ним могут быть применены фундаментальные принципы стратиграфии, хотя и с некоторыми оговорками. Среди последних – меньшее значение хронологического аспекта (во всяком случае при современном уровне изученности глубинных структур Земли). Стратификация глубинных геосфер, очевидно, будет развиваться с помощью различных методов, использующих как вещественные, так и энергетические признаки слоистых структур, а возможно и космогонические данные. Впрочем, эти вопросы требуют особого рассмотрения.

3. Уже сейчас можно говорить о связях специальной стратиграфии с геосферной. Ряд дистанционных методов, использующих (улавливающих) различные характеристики вещества и геополей, применяются или могут в будущем применяться при изучении как внешней, так и внутренних геосфер. По крайней мере, одна из категорий специальных стратиграфических подразделений, включенная в Кодекс, – сеймостратиграфическая –

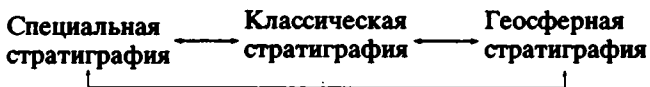
может использоваться и используется при стратификации глубинных геосфер.

Связь классической стратиграфии с геосферной не менее тесная. Ведь интегрированный объект первой – слоистые структуры земной коры, являются частью верхней литосферы. Однако в рамках геосферной стратиграфии земную кору следует рассматривать в целом, а если и расчленять ее по разрезу, то только “по-крупному”. В то же время классическая стратиграфия имеет дело с общими (потенциально планетарными) стратиграфическими подразделениями, образующими дискретные геосферы значительно меньших мощностей, даже если они соответствуют геологическим системам (Жамойда, 1980).

Глубинные геосферы (включая земную кору в целом), как мощные и цельные планетарные структуры или геостратиграфические подразделения включают в себя уже все слагающие их или внедрившиеся в них геологические тела. Так, рассматривая земную кору или какой-либо крупный интервал ее разреза как единое геостратиграфическое подразделение, мы должны будем включать в ее состав как слоистые, так и первично неслоистые геологические тела, т.е. стратиграфический разрез земной коры является разрезом, который обычно называют геологическим. Я бы назвал разрезы геосфер геостратиграфическими.

Возвращаясь ко второму вопросу, рассмотренному в статье, можно сказать, что в геостратиграфическом разрезе найдут свое место и интрузивные, дайковые, высокометаморфизованные образования, т.е. и первично неслоистые толщи окажутся в сфере стратиграфии, но не классической, а геосферной.

4. Центральное место среди разделов стратиграфии принадлежит классической стратиграфии. Благодаря ее достижениям и достижениям многих других наук выделился раздел – специальная стратиграфия и, как мне представляется, можно выделить геосферную стратиграфию. Схематически общую структуру стратиграфии можно представить следующим образом:



Связующим звеном между классической и специальной стратиграфиями, между их подразделениями является геологическое время, т.е. на практике – общая геохронологическая шкала, подкрепленная геохронометрическими данными. В какой-то мере последние связывают указанные разделы стратиграфии и с геосферной стратиграфией.

В каждом разделе стратиграфии хронологический аспект играет различную роль. Наиболее

высокое значение, а в большей части первостепенное, он имеет в классической стратиграфии; различна его роль в разных категориях специальной и, по крайней мере, сейчас оно не является первостепенной характеристикой в геосферной стратиграфии.

5. Существует несколько определений стратисферы. Стратисферой можно назвать геосферу, в пределах которой могут быть выделены и прослежены стратиграфические подразделения или осуществлена стратификация иными способами. Для меня более приемлемо определение стратисферы как геосферы, в строении которой преимущественное значение имеют слоистые структуры, как первичные, так и вторичные (по своему генезису).

Если принять любое из двух приведенных определений и признать триаду крупнейших разделов стратиграфии, то пространство или мир стратиграфии значительно расширится. А именно, в стратисферу войдет не только вся литосфера, но и, по крайней мере, верхняя мантия. При этом в связи со сказанным придется, конечно, уточнить определение и самой науки, а также рассмотреть ряд других ее проблем. Однако это – уже особая тема.

Соображения, изложенные в настоящей статье, конечно, требуют дальнейшей разработки, но представляются мне плодотворными в принципе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геодинамический разрез Земли (с объяснительной запиской) / Гл. редактор Смыслов А.А. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. Схема. 88 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра, 1989. Т. 10. Кн. 1. 351 с.

Жамойда А.И. Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений // Тр. Межведомственного стратиграфического комитета. Л.: Недра, 1980. Т. 7. С. 32 - 63.

Жамойда А.И., Меннер В.В. Две основные тенденции разработки стратиграфической классификации // Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М.: Наука, 1974. С. 144 - 151.

Жамойда А.И., Моисеева А.И. Международное руководство по стратиграфии и Стратиграфический кодекс СССР – сходство и различие // Сов. геология. 1980. № 1. С. 55 - 65.

Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.

Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит // Тр. ГИН АН СССР, 1962. Вып. 65. 475 с.

Петрографический кодекс. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. 152 с.

Практическая стратиграфия. Л.: Недра, 1984. 320 с.

Салон Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 344 с.

Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия. Л.: Недра, 1979. 424 с.

Стратиграфическая классификация и терминология. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 58 с.

Стратиграфические и геохронологические подразделения. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 88 с.

Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.

Стратиграфический кодекс (издание второе, дополненное). СПб. Межведомственный стратиграфический комитет. 1992. 120 с.

Халфин Л.Л. Принципы Никитина–Чернышева – теоретическая основа стратиграфической классификации // Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск. 1969. Вып. 94. С. 7 - 42.

Code of Stratigraphic Nomenclature // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1961. V. 45. № 5. P. 645 - 665.

International Subcommittee on Stratigraphic Classification. Circular № 85. Appendix A. 1992. 128 p.

North American Stratigraphic Code // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1983. V. 67. № 5. P. 841 - 875.

УДК 551.7

ТАК ЧТО ЖЕ ТАКОЕ СТРАТИГРАФИЯ?

© 1994 г. Д. П. Найдин

Московский государственный университет, 119899 Москва, Ленинские горы, Россия

Поступила в редакцию 25.02.93 г.

Стратиграфия – наука, входящая в круг наук о Земле – устанавливает последовательность образования геологических тел в стратисфере (осадочной оболочке планеты). Стратиграфическое исследование состоит из трех стадий: расчленения конкретных разрезов – выделения в них элементарных стратиграфических единиц, их сопоставления (корреляции) – прослеживания уровней одинаковой последовательности в пределах естественных геологических регионов и определения места установленной последовательности в стратисфере. Геохронология – производная от стратиграфии и опирающаяся на ее данные – изучает геологическое время, а ее раздел – геохронометрия – его измеряет. Одна из насущных задач стратиграфии и геохронологии – определение геологического времени с учетом перерывов (гиатусов) в стратиграфической последовательности.

“Хотя “стратиграфия” – одно из старейших “классических” направлений геологического исследования, имеющее огромную область практического применения, ее содержание и задачи как определенного раздела геологии остаются неясными и спорными” (Леонов, 1973, с. 3).

Причины такого положения в стратиграфии различны, и они привели к возникновению множества “стратиграфий” (Найдин, 1984, 1989). Отсутствие строго очерченного предмета и цели стратиграфии затрудняют создание столь необходимой для каждой науки ее теории. Попытки установления именных законов в стратиграфии (подобно законам Ома и Бойля–Мариотта и другим законам физики) пока представляются преждевременными. Можно согласиться с замечанием Б.С. Соколова (1991, с. 8) о том, что среди “так называемых законов стратиграфии ... значение универсальных положений, вероятно, имеют лишь немногие”.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИИ И ЭТАПЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Из существующих многочисленных определений стратиграфии я поддерживаю предложенное Б.М. Келлером (1976, с. 552): “Стратиграфия (от латинского *stratum* – настил, слой ... графия), раздел геологии, изучающий последовательность формирования геологических тел и их первоначальные пространственные взаимоотношения”.

В установлении последовательности образования геологических тел, как известно, можно выделить три стадии (рис. 1). Первая стадия: расчленение конкретного разреза (понимаемого отнюдь не как просто одно обнажение) – выделение в нем элементарных стратиграфических единиц

(слоев, пачек и т.п.), отличающихся друг от друга признаками, из которых предпочтение имеют не повторяющиеся по вертикали.

Вторая стадия: сопоставление – прослеживание уровня одинаковой последовательности в разобобщенных разрезах в пределах естественных геологических регионов (районов). При осуществлении сопоставления по органическим остаткам палеобиогеографическое районирование имеет первостепенное значение. В результате сопоставления составляются стратиграфические схемы либо всех, либо части отложений, развитых в пределах региона (района).

В стратиграфической практике сопоставление обычно называют корреляцией. Против применения термина “корреляция” в стратиграфии по различным мотивам высказывались еще Л.Ш. Давиташвили (1939) и О. Шиндевольф (Schindewolf, 1950). В. Аркелл (Arkell, 1957), напротив, доказывал, что хотя применение термина “корреляция” в стратиграфии не совсем отвечает смыслу слова, но нужно отметить, что в значении стратиграфического сопоставления его еще в 1849 г. употребил Р. Мурчисон.

Если мы заглянем в современный англо-русский словарь, то увидим там, что слово *correlation* переводится как взаимосвязь, соотношение. Обращение к энциклопедическому словарю покажет, что термин корреляция (лат. *correlatio* – соотношение) в науке означает взаимозависимость, взаимное соответствие, соотношение понятий, предметов, функций.

Понятно, что при стратиграфической корреляции (то есть при сопоставлении), например, девона Англии и Казахстана речь не идет ни о взаимосвязи, ни о взаимозависимости в соответствии

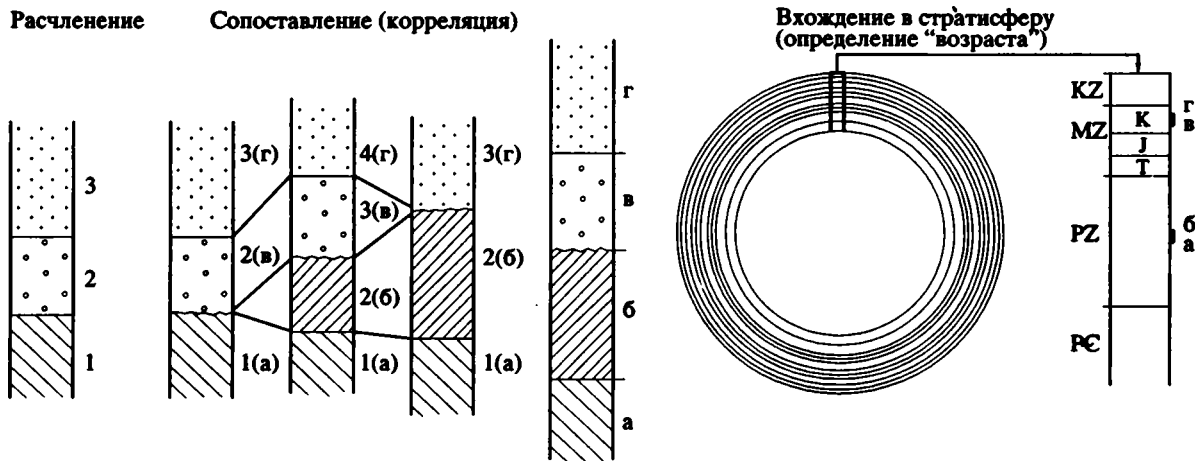


Рис. 1. Стадии стратиграфического исследования.

с приведенным выше определением термина "корреляция". Ныне вряд ли есть необходимость возражать против применения в стратиграфии этого глубоко укоренившегося термина. Просто следует признать, что в стратиграфии слово "корреляция" приобрело иное содержание. А русский язык в гибкости вряд ли уступает английскому. Тем не менее замечу, что наш признанный авторитет в области стратиграфии – Г.П. Леонов (1974) сопоставление называет не корреляцией, а *стратиграфической параллелизацией*.

Против одного варианта применения термина "корреляция" все же следует возражать. Часто (к сожалению, очень часто) мы читаем (особенно в названиях публикаций): "стратиграфия и корреляция (отложений, района)". Прежде всего нелогично соединение через союз "и" двух терминов, принадлежащих различным системным уровням. Стратиграфия – наука, тогда как корреляция – фаза, стадия, этап исследования. Основная же аллогичность подобного соединения в том, что собственно корреляция и обеспечивает формирование представления о стратиграфии каких-то отложений в пределах определенного региона. Весь понятийный аппарат стратиграфии (ярус, зона, свита, горизонт и т.д.) созданы и действуют в пространстве в результате корреляции. Стратиграфия ведь не сводится к расчленению одного разреза.

Пространственный аспект стратиграфии особенно ярко проявился в последние годы в связи с совершенствованием различных приемов корреляции и в особенности сейсмических методов, позволяющих проведение непрерывного прослеживания по латерали. Возникло направление стратиграфии, получившее название *секвентной стратиграфии*, оперирующей последовательно-стями седиментационных комплексов – секвенциями (генетически связанных слоев, пачек, толщ), ограниченными поверхностями несогласий и со-

ответствующими им границами согласно залегания слоев (Christie-Blick, 1990; Vail *et al.*, 1987).

Третья стадия стратиграфического исследования: подыскание выделенным в пределах естественных геологических районов стратиграфическим единицам места в общей последовательности стратисферы (осадочной оболочки планеты), что в обиходе геологов называется "определением возраста". Более конкретно: выясняется положение стратиграфических единиц в общей (международной) стратиграфической шкале – сводном разрезе стратисферы, являющемся продуктом обобщений многих поколений геологов.

Как известно, эта процедура основывается на прослеживании в общей последовательности слоев стратисферы признаков, запечатлевающих необратимый процесс. Используемые ныне признаки принадлежат двум таким процессам: эволюции органического мира и радиоактивным превращениям элементов. Именно эти два процесса оставили на каждом уровне стратисферы неповторяющиеся ни ниже, ни выше маркеры. Весьма простой и, может быть, примитивный, но тем не менее наглядный пример: как определить в стратисфере положение пачки "а", лежащей на древнем гранитном батолите (рис. 2)? Либо по радиометрическим цифрам, либо по палеонтологическим данным. Именно палеонтологические данные позволили в свое время "определить возраст" осадочной толщи, перекрывающей докембрий Африканской платформы и других древних структур.

Конечно, не исключено использование признаков других необратимо развивающихся процессов: эволюции осадконакопления, геохимических параметров, экосистем и т.п. Но степень, так сказать, индивидуальности отметин этих процессов в осадочной оболочке пока еще не достаточно полно выяснена.

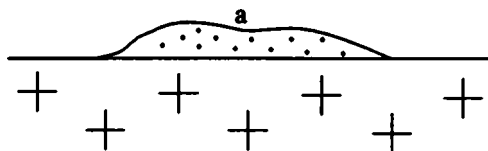


Рис. 2. Место в стратиффере пачки "а", лежащей на древних гранитах, может быть определено только по признакам, оставленным необратимо развивающимися процессами.

Разумеется, современный геолог не обязательно всегда должен осуществлять указанные три стадии стратиграфического исследования. Пример, приведенный на рис. 2, свидетельствует об этом. Между тем именно эти три стадии, начиная с Николауса Стенона и Вильяма "Страта" Смита, проводимые затем многими поколениями геологов и палеонтологов, привели к формированию представления о стратиффере Эдуарда Зюсса и созданию эмпирического обобщения, каковым является общая (международная) стратиграфическая шкала. Такое обобщение могло возникнуть только на базе региональных стратиграфических работ, т.е. при осуществлении второй стадии (этапа) стратиграфического исследования в пределах крупных районов.

ТРИ ЗАМЕЧАНИЯ К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ПОНЯТИЯ "СТРАТИГРАФИЯ"

В очень многие (пожалуй, даже в большинстве) определения стратиграфии в той или иной форме включается время: "Стратиграфия изучает взаимоотношение слоев во времени и пространстве", "Стратиграфия располагает породы во временной последовательности их образования" и т.п. В общей форме включение категории времени в определение "стратиграфия" предлагает С.В. Мейен: стратиграфия "изучает пространственно-временные отношения комплексов горных пород (или просто геологических тел) в земной коре" – разрядка С.В. Мейена (1989, с. 51).

В приведенное в предыдущем разделе определение "стратиграфия" слово "время" и производные от него (временной, хронологический) не включены. Однако представление о времени в определении передается словом последовательность. Время имманентно присутствует в каждом разрезе – в вертикальной последовательности стратон. Ниже/выше для геолога всегда раньше/позже.

Разрез – реальный объект, который можно видеть и изучать всеми возможными способами, тогда как геологическое время – абстрактное понятие, реконструируемое на основании установленной стратиграфической последовательности. Объединять эти две категории понятий, из ко-

торых одно является производным от другого, в определении стратиграфии не следует.

"Время – феномен удивительный. Сущность его нам непонятна, но ориентироваться в нем мы умеем потому, что оно поддается измерению" (Гумилев, 1992, с. 755).

Время в геологии изучает и измеряет *геохронология* – теснейшим образом связанная со стратиграфией, опирающаяся на ее данные и производная от нее. Пока стратиграф и геохронолог объединены в одном лице: изучающий стратиграфию девонской системы одновременно познает и палеогеографию девонского периода. Отделить одно от другого невозможно, ибо данные палеогеографии обеспечивают наиболее надежную корреляцию. В исторической геологии геохронология, например, рассматривает историю девонского периода, реконструируемую по данным стратиграфии девонской системы.

Можно ожидать, что в будущем произойдет более значительная дифференциация между стратиграфией и геохронологией, прежде всего вследствие различия в применяемых методиках. Так уже сейчас в геохронологии наметилось обособление геохронометрии (и в особенности радиогеохронометрии). А это уже специалисты других наук.

Выше было отмечено, что время реконструируется по стратиграфической последовательности. Но это не совсем точно, так как стратиграфическая последовательность не всегда и не везде бывает полной.

"Перерывы в осадконакоплении представляют наименее изученную область стратиграфии. Это вполне понятно. Стратиграфы привыкли изучать отложения, осадки и изучают их неплохо. Но во время перерывов нередко никаких отложений не образуется. Изучать приходится такие явления, которые чужды нашим стратиграфам, которые они просто не умеют изучать. А в то же время число проблем и крупных и мелких значительно" (Наливкин, 1974, с. 10).

Из крупных проблем, возникающих при изучении перерывов, две являются главными: распознавание перерывов в осадочной толще и определение их длительности. По подсчетам Д.В. Наливкина, в фанерозойской толще всего лишь 1/10 времени представлена отложениями, так сказать, зафиксирована документально.

В своих исследованиях этнической истории Л.Н. Гумилев неоднократно обращался к опыту исторической геологии. Заключительная глава одной из его последних книг называется "Хронософия" (Гумилев, 1992). Под этим термином понимается описание (хронография) исторического времени. Такое описание, во-первых, соблюдает масштаб времени и не забывает о соразмерности отдельных эпох, так как "рядом с заполненными

до отказа страницами лежат огромные лакуны" (Гумилев, 1992, с. 685). Историческое время прерывисто: оно состоит из определенных временных отрезков, насыщенных событиями. Точно также и в геологии время прерывисто, но его дискретность особо подчеркнута перерывами. Во-вторых, хронософия этносов учитывает изменения границ историко-географических регионов во времени. Иными словами, как и в исторической геологии, объединяются особенности места и времени – два параметра исторического процесса.

Спешить сейчас с введением "геохронософии" вряд ли целесообразно. Но настала пора значительно больше внимания в геохронологии уделять изучению собственно геологического времени. Д.В. Наливкин не совсем прав в том, что стратиграфы встречаются с явлением им чуждым и которое они не умеют изучать. Именно стратиграфы проводят первый этап в познании геологического времени: определяют стратиграфические гиатусы. По стратиграфическим гиатусам с привлечением методов других наук можно подойти к оценке временных гиатусов.

Только один пример. Из 28 разрезов континентов и океанов пограничья мел/палеоцен, ранее считавшихся непрерывными, в 22 по микропалеонтологическим данным обнаружено от одного до нескольких перерывов; радиометрические рубежи исследованного интервала от 66.40 до 66.12 млн. лет, то есть его продолжительность 380 тыс. лет, а продолжительность отдельных гиатусов от нескольких тысяч до 180 - 230 тыс. лет (MacLeod, Keller, 1991).

Геологическое время составляется суммой его отрезков, откалиброванных геохронометрически в разрезах, и временных гиатусов.

Второе замечание к определению стратиграфии касается отношения интрузивных горных пород к стратиграфии: относятся ли они к объектам стратиграфии или нет? Очень многие геологи на этот вопрос отвечают отрицательно: нет, не относятся. Если следовать приведенному выше определению стратиграфии, то ответ должен быть положительным: да, как и все геологические тела, интрузивные породы относятся к объектам стратиграфии.

Обычное возражение против применения не только терминов, но и методов стратиграфии к интрузивным телам сводится к тому, что стратиграфия описывает слои, а интрузивные породы не слоисты.

Названия многих наук давно уже не отвечают их современному содержанию. Так, современная кристаллография отнюдь не простое описание кристаллов, а представляет собой науку о кристаллическом состоянии вещества, равно как и петрография ныне не ограничивается описанием

каменей, а есть наука о горных породах. Так и современная стратиграфия вовсе не сводится к простому описанию слоев.

Следует отметить, что термин и понятие стратиграфии находят применение в науках, объекты изучения которых заведомо не слоисты. Так, анализ исторической последовательности возникновения собственных имен осуществляет раздел ономастики, именуемый стратиграфией (Ономастика ..., 1988). Изложение истории некоторые французские историки ведут по отдельным уровням – стратам – история стратифицируется (Ферро, 1992). Эти примеры показывают, что за пределами геологии стратиграфия понимается как наука о последовательности.

Наконец, включение интрузивных пород в сферу интересов стратиграфии целесообразно и потому, что их эффузивные аналоги являются объектами стратиграфии. Отрывать друг от друга эффузивные и интрузивные породы при определении их места в стратисфере не логично.

Наконец, третье замечание к определению стратиграфии и одновременно заключение этой краткой заметки.

В определении Б.М. Келлера сказано, что стратиграфия является разделом геологии. Вероятно, более правильно рассматривать ее как отдельную науку, входящую в круг наук о Земле. Во-первых, предмет ее – геологические тела, образующие стратисферу (верхнюю часть земной коры), а ее задачи – выяснение последовательности формирования геологических тел – достаточно определены. Во-вторых, наряду с использованием методик различных наук, стратиграфия располагает арсеналом собственных методов. Некоторые из этих методов находят применение в других науках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гумилев Л.Н. Древняя Русь и Великая степь. М.: Мысль, 1992. 781 с.
- Давиташвили Л.Ш. Дарвинизм и проблема геологической синхронизации // Сов. геология. 1939. № 10 - 11. С. 22 - 39.
- Келлер Б.М. Стратиграфия // Большая советская энциклопедия. М.: Изд-во БСЭ, 1976. Т. 24. 552 с.
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ, 1973. Т. 1. 530 с. 1974. Т. 2. 486 с.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Найдин Д.П. О положении стратиграфии и стратиграфических исследований в геологии // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 4. С. 88 - 95.
- Найдин Д.П. Сейсмостратиграфия и seismostratigraphy // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 1. С. 14 - 23.

Наливкин Д.В. Проблемы перерывов // Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974. С. 10 - 21.

Ономастика. Типология. Стратиграфия. М.: Наука, 1988. 264 с.

Соколов Б.С. Стратиграфия и геологическая картография // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 3 - 12.

Ферро М. Как рассказывают историю детям в разных странах мира. Перевод с французского. М.: Высшая школа, 1992. 351 с.

Arkell W.J. Comments on stratigraphical procedure and terminology // Amer. J. Science. 1956. V. 254. P. 457 - 467.

Christie-Blick N. Sequence stratigraphy and sea-level changes in Cretaceous time // Cretaceous resources, events and

rhythms. R.N. Ginsburg & B. Beaudoin (eds). Dordrecht-Boston-London, 1990. P. 1 - 21.

MacLeod N., Keller G. How complete are Cretaceous / Tertiary boundary sections? A chronostratigraphic estimate based on graphic correlation // Bull. Geol. Soc. America. 1991. V. 103. № 11. P. 1439 - 1457.

Schindewolf O.H. Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. 3. Aufl. Berlin, Naturw. Verl., 1950. 152 S.

Vail P.R., Colin J.-P., Chene R.J. du et al. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris // Bull. Soc. Géol. France. 1987. Sér. 8. T. 3. № 7. P. 1301 - 1321.

УДК 551.71763.1(575)

РЕШЕНИЕ ОСНОВНЫХ ЗАДАЧ СТРАТИГРАФИИ (НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕГО МЕЛА ТУРКМЕНИИ)

© 1994 г. В. А. Прозоровский

*Геологический факультет Санкт-Петербургского университета,
199034 Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7/9, Россия*

Поступила в редакцию 13.02.92 г.

К решению задач детальной стратиграфии привлекаются стратоны разных групп и категорий. Роль их неодинакова как в пределах одного региона, так и в областях различного геологического строения. При расчленении разрезов устойчивой седиментации большое значение имеют специальные, местные и биостратиграфические единицы материальной природы. При корреляции – элементарные, местные и региональные подразделения. В разрезах неустойчивой седиментации существенно возрастает роль региональных и общих стратонов.

Стратиграфия – фундаментальная геологическая наука, призванная упорядочить наши представления о первичном распространении во времени и пространстве слоев земной коры. Другими словами, это направление исследования вещества Земли на надпородном уровне (Садыков, 1974).

Несмотря на огромные достижения стратиграфии в последние десятилетия и появление целого “букета” новых методов и приемов (сеймо-стратиграфического, магнитостратиграфического, событийного и пр.), основными ее задачами неизменно остаются: 1) расчленение разреза земной коры; 2) корреляция слоев (событий), занимающих одинаковое (одновременное) положение в разрезе литосферы.

Как известно, первая задача решается с использованием принципов Н. Стенона, Т. Гексли, В. Смита, Л. Долло, позволяющих выделить определенный стратон на основании специфических для него признаков, определить критерии его обособления и установить его положение в разрезе по отношению к выше- и нижележащему. Раньше при этой операции учитывались в большинстве своем лишь различия состава, текстуры или комплексов органических остатков. Теперь же для этой цели могут, наряду с указанными, приниматься во внимание относительно тонкие литологические или палеонтологические особенности, физические или химические их выражения.

При изучении любого разреза (обнажения или скважины) специалист с одной стороны стремится к наибольшей дробности его деления, а с другой – в объединении какого-то количества наблюдаемых слоев, обладающих определенной общностью по одному или нескольким признакам. Последняя тенденция выражается, по сути дела, в выделении конкретных стратонов. Причем

использование общностей различной природы и учет степени их сходства позволяет устанавливать единицы разных групп, категорий и рангов.

Обе эти тенденции достаточно четко иллюстрируются современным состоянием изученности нижнемеловых отложений Копетдага (рис. 1). Трудami В.Ф. Пчелинцева и Г.Я. Крымгольца (1934), В.И. Марченко (1962), Т.Н. Богдановой и С.В. Лобачевой (1966), К.Н. Аманниязова с коллегами (1987) и др. нижняя часть меловой системы разделена здесь на огромное количество элементарных стратонов – слоев, отличающихся друг от друга особенностями состава, цвета, структуры, текстуры и т.п. При этом степень различия литологических признаков и четкость поверхностей раздела между слоями различны. Каждый исследователь, в зависимости от стоящей перед ним задачи, масштаба исследований и индивидуальных склонностей, по своему выделяет слои, количество которых для одного и того же разреза не одинаково. Таким образом, слой есть не что иное, как элементарная единица наблюдения в изучаемом разрезе земной коры, выделяемая достаточно субъективно. Несмотря на отмеченную особенность слоев, можно подчеркнуть общее стремление каждого последующего исследователя увеличить дробность расчленения (количество слоев) и детальность его описания.

После описания выделенных слоев геолог приступает к объединению их в различные сочетания, которые смогут служить инструментом использования данного разреза для тех или иных целей. Выбор признаков такого объединения также достаточно произволен. Он вновь зависит от целей и задач исследования, масштаба работ, а также от индивидуальных особенностей исполнителя: его опыта, подготовки, теоретических симпатий и т.п. Но в общем случае все же существует

Колонка	Элементарные слои	Пачки	Местная СШ			Биостратоны		РСШ			ОСШ				
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
		XXV					ж	л			K ₁ a ₁	Нижний	Аптский		
	195 - 191	XXIV XXIII	K ₁ ar ₂	Арвазская				и							
	190 - 188	XXII	K ₁ ar ₁		"В"			з		Торанглинский	C. securiformis	Верхний			
	187 - 184	XXI													
	183 - 174	XX		Кумдагская						Кумдагский	K ₁ br ₂				
	173 - 171	XIX			"А"										
	170 - 165	XVIII													
	164 - 157	XVII													
	156 - 147	XVI	K ₁ hn ₂												
	146 - 135	XV													
	134 - 117	XIV							Верхнеягдажинский						
	116 - 103	XIII	K ₁ hn ₁	Ханкеризская											
	102 - 76	XII													
	75 - 68	XI													
	67 - 55	X		Бахарденская					Нижнеягдажинский	Ягдажинский			Готеривский	Нижний	Меловая
	54 - 44	IX													
	43 - 37	VIII													
	36 - 32	VII	K ₁ in ₂								A. radialis				
	31 - 30	VI													
	29 - 26	V	K ₁ in ₁	Индже-ревская					Верхнекопетдагский	Копетдагский			Баланжинский		
	25 - 23	IV													
	24 - 20	III													
	19 - 10	II		Коуская					Нижнекопетдагский			Верхний	Берриасский		
	9 - 5	I													
	4 - 1	VIII													
		VII	Еллыдеринская		"А"							Нижний			

Рис. 1. Расчленение разреза нижнемеловых отложений у подземного озера Коу (Центральный Копетдаг).

1 - 3 - подразделения местной стратиграфической шкалы: 1 - подсвиты, 2 - свиты, 3 - серии; 4 - 5 - единицы биостратонов: 4 - слои, 5 - биостратиграфические зоны; 6 - 8 - подразделения региональной стратиграфической шкалы: 6 - лоны, 7 - подгоризонты, 8 - горизонты; 9 - 13 - подразделения общей стратиграфической шкалы: 9 - хронозоны, 10 - подъярусы, 11 - ярусы, 12 - отделы, 13 - системы.

Биостратоны: а - слои с *Toxaster granosus*; б - слои с *Exogyna* и *Lima*; в - слои с *Endemoceras*; г - слои с *Pholadomya minuta* и *Ph. gillieron*; д - слои с *Imerites* и *Colchidites*; е - слои с *Turkmeniceras turkmenicum*; ж - слои с *Deshayesites tuarkyticus*. РСШ: з - лона *Imerites* и *Colchidites*; и - лона *Turkmeniceras turkmenicum*; л - лона *Deshayesites tuarkyticus*. Условные обозначения см. на рис. 2.

определенная направленность в создании стратон более общего плана, которая выражается в том, что выделяемые стратиграфические подразделения характеризуют все меньшую связь с конкретным разрезом и констатация их присутствия требует все более серьезных доказательств. В частности, последнее касается необходимости особых доказательств положения их границ.

Итак, вначале элементарные слои объединяются между собой по литологическому сходству, наблюдаемому непосредственно или уточненному камеральными методами. Предлагаемый пример (рис. 1) иллюстрирует эту стадию изучения разреза выделением однородных пачек (Марченко, 1962), состоящих из какого-то количества слоев близкого состава: пелитоморфных, оолитовых, глинистых, рудистовых или других известняков, мергелей, глин, песчаников и т.д. Границы этих специальных, по Стратиграфическому кодексу (Стратиграф. кодекс, 1992) подразделений, достаточно определены, хорошо заметны в обнажениях и в большинстве случаев могут выражаться в геофизических кривых. Тем не менее выделение литологических пачек все же достаточно субъективно. Ведь их можно устанавливать только по существенной разности состава отложений, по фациально-генетическим особенностям, цикличности (понимаемой, кстати, по-разному), включениям и т.п. Возможны здесь также и сочетания разных принципов выделения пачек: скажем, терригенных пород – по минеральному составу, карбонатных – по текстурным особенностям. Тем не менее данная стадия исследования чрезвычайно важна, так как более объективно, чем предыдущая отражает дифференциацию состава в строении разреза, является тем частично проанализированным фактическим материалом, который может служить основой для различного рода обобщений.

Ход дальнейшего изучения разреза определяется последовательным выделением в нем единиц различных категорий основных стратиграфических подразделений (Стратиграф. кодекс, 1992). Местные подразделения могут быть установлены в конкретном разрезе. Так, на основании преобладания того или иного литологического признака в последовательности наблюдаемых пачек, последние объединяются в некоторое количество подсвит и свит (причем вполне возможно вычленение сначала свит, а затем подсвит, как, вероятно, делал В.И. Марченко для карбонатных толщ Копетдага). Свиты – более определенный стратон, отражающий распределение вещественных особенностей разреза на данном участке поверхности земной коры. Установление положения кровли и подошвы свит требует использования системы доказательств. Скажем, критерием коуской свиты служит преобладание отчетливо слоистых карбонатно-глинистых пород черного или темно-серого цвета. Подошва ее проводится в основании ука-

занных образований с размывом залегающих на массивных карбонатных породах светлых тонов – еллыдеринской свиты. Кровля коуской свиты соответствует поверхности размыва в основании зеленовато-серых известковистых песчаников инджеревской свиты. Все же определенный субъективизм в выделении основных единиц местной шкалы имеется, особенно в установлении их границ. Это относится не только к случаям более или менее постепенных переходов одной свиты в другую, но и к самому принципу выделения свит: по составу, цикличности, включениям и т.п. Четкость установления той или иной свиты в конкретном разрезе зависит еще и от качества ее диагноза, данного предшественниками (если свитное деление уже создано), удачно выбранного стратотипа и полноты его описания, однозначности критериев границ. Примером значительного разнообразия и неоднозначности понимания стратиграфического объема свит и положения их границ могут служить кугитангская, гаурдакская и карабильская свиты мезозоя юго-западных отрогов Гиссара. Спорность их узнавания разными специалистами заключается в недостаточно конкретном первоначальном описании и в отсутствии строгих литологических критериев их установления в работах В.П. Мирошниченко (1933), Н.П. Хераскова (1934), П.И. Калугина (1953).

На данной стадии исследований также обнаруживается тенденция к повышению дробности расчленения разреза, хотя и ранг стратона определяется эмпирически (Стратиграф. кодекс, 1992). В результате многие свиты становятся сериями, подсвиты – свитами, пачки – подсвитами.

Все перечисленные стратиграфические операции касались анализа литологических особенностей разреза. Однако, возможно, и не менее широко используется расчленение разрезов по палеонтологическим данным, что с успехом осуществлялось и в нашем примере (Богданова, Лобачева, 1966; Лобачева, 1991). Выделяемые при этом биостратоны должны, вероятно, охватывать только те отложения, которые содержат анализируемые биофоссилии. Поэтому имеются существенные различия между подразделениями, выделяемыми по лито- и биостратиграфическому признаку. Первые всегда смыкаются, составляя весь разрез земной коры данного места и положение их объективно постоянное (исключая представления об их ранге). Что же касается биостратонов, то, во-первых, они могут и чаще всего распространяются в разрезе спорадически, разделяясь более или менее значительными hiatusами. Положение их границ, да и самих единиц, подвержено изменениям в связи с новыми находками окаменелостей или новыми сведениями по их систематике. Тем не менее биостратоны – важный и необходимый инструмент расчленения разреза, вполне самостоятельный, так как выделенные по

распространению биофоссилий подразделения достаточно обособлены, особенно в областях устойчивого осадконакопления, и потому, вероятно, хотя бы частично должны входить в категорию местных стратиграфических единиц.

Что же касается выделения в конкретных разрезах подразделений региональной стратиграфической шкалы (РСШ) и общей стратиграфической шкалы (ОСШ) стратиграфических категорий, то в большинстве случаев это возможно лишь после проведения специальных камеральных палеонтологических и литологических исследований и обычно на основании корреляции исследуемого разреза с другими (конечно, если изучаемый разрез не служит стратотипом для тех или других). Правда, критерии выделения стратонев РСШ и ОСШ, если они достаточно четкие, позволяют все же наметить с большей или меньшей степенью вероятности присутствие их в частном разрезе. Так, разрез у подземного озера Коу (рис. 1), являясь стратотипом одного из горизонтов – копетдагского, позволяет отметить в нем присутствие и других горизонтов и лон, выделяемых в доаптских меловых отложениях Туркмении. Для первого главным критерием выделения является наличие в породах берриас-валанжинских окаменелостей. В представленном разрезе копетдагскому горизонту соответствуют коуская и две с половиной пачки (IV, V и нижняя часть пачки VI) инджеревской свиты. Подошва его проводится в основании коуской свиты, кровля в подошве слоев с нижнеготеривскими аммонитами. Горизонт в стратотипе может быть подразделен на подгоризонты, границей которых служит раздел свит, а критерием выделения – распространение ниже ее преимущественно берриасских, а выше – валанжинских биофоссилий.

К вышележащему янгаджинскому горизонту здесь относятся верхние (вторая половина VI и VII) пачки инджеревской свиты, а также бахарденская и ханкеризская свиты целиком. Границы горизонта соответствуют подошве слоев с *Endomoceras* (Луппов, Прозоровский, 1983) нижнего готерива – его основание, кровля устанавливается в подошве перекрывающей горизонт кумдагской свиты. Янгаджинский горизонт в данном разрезе также может быть подразделен на два подгоризонта, граница между которыми примерно соответствует подошве тринадцатой пачки ханкеризской свиты. Она делит распространенные здесь два фаунистических комплекса бентосных организмов на нижний – преимущественно нижнеготеривский и верхний – готеривско-барремский.

Выше уверенно выделяется кумдагский горизонт, совпадающий здесь с одноименной свитой и нижней (XXI) пачкой арвазской свиты. Верхняя его граница проводится в значительной степени

условно, в связи с бедностью аммонитами верхнего литостратона.

Вышележащий торанглинский горизонт устанавливается в этом разрезе также достаточно предположительно. Он охватывает стратиграфический интервал между кровлей XXI пачки и основанием аптской лоны *Deshayesites tuarkyticus*. Единичные находки аммонитов, являющиеся здесь критерием выделения горизонта, позволяют лишь подтвердить его присутствие, а также наличие составляющих его лон. Положение же обеих границ горизонта в разрезе у оз. Коу не обосновано.

Еще сложнее обстоит дело с возможностью выделения здесь границ ОСШ. Присутствие в данном разрезе некоторых характерных форм двустворок, брахиопод, морских ежей, фораминифер и отдельных аммонитов позволяет утверждать наличие здесь берриасского, валанжинского, готеривского и барремского ярусов. Можно также распознать присутствие подъярусов готерива, верхнего баррема и его верхней зоны. Однако, где следует проводить их границы и какие местные подразделения им соответствуют – в настоящее время не установлено. Совершенно отсутствуют доказательства положения разделов стратонев ОСШ. Искусственное же их совмещение с литологическими рубежами, как часто предлагают многие исследователи (Аманиязов и др., 1987; Лобачева, 1991; Марченко, 1962) приводит, по нашему мнению, лишь к дискредитации стратиграфических построений.

Таким образом, пример относительно полного и хорошо изученного разреза нижнего мела Копетдага у подземного озера Коу свидетельствует, что он может быть подразделен на стратиграфические единицы разных групп и категорий. Все они самостоятельны и различаются по своим объемам (Стратиграф. кодекс, 1992, ст. II. 6). Наиболее уверенно и просто в конкретном пересечении выделяются специальные, местные и биостратиграфические подразделения. Установление же стратонев РСШ и особенно ОСШ далеко не всегда возможно.

Теперь перейдем к рассмотрению решения второй задачи стратиграфии – корреляции. Под ней, как известно, понимается вычленение стратиграфически однообъемных (одновозрастных) отложений в пределах интересующего пространства, в идеале для всей земной поверхности¹. Эта операция опирается прежде всего на использование принципов В. Смита, А. Грессли–Е. Реневье, а также Т. Гексли. Однако сам процесс корреляции осуществляется преимущественно по принципу, сформулированному С.В. Мейеном в 1974 г. и названным им принципом взаимозаменяемости

¹ Одновременными (одновозрастными) признаются такие события (отложения), которые проектируются наблюдателем на одно и то же деление (интервал) внешней шкалы (Мейен, 1974, с. 21, 22).⁶

признаков. Формулировка его звучит следующим образом: "Хронологически тождественными или взаимозаменяемыми являются такие стратиграфические признаки, которые отражают следы одной и той же геосистемной перестройки (вплоть до планетарной). Принцип обеспечивает возможность установления хроноуровней" (Мейен, 1974, с. 34).

Опуская в данном случае критический разбор самой формулировки, мы в то же время полностью согласны с С.В. Мейеном в том, что сопоставления между собой реальные разрезы для установления в них одновозрастных интервалов, необходимо базироваться на анализе конкретных стратиграфических признаков, в общем случае литологических или палеонтологических. При этом отчетливо видно, что стратиграфическая значимость различных признаков неодинакова. Другими словами, необходимо "взвешивать" их для получения достоверного результата.

В приведенном примере (рис. 2) значительная изменчивость нижнемеловых отложений и комплексность проведенных многолетних исследований позволяет, как нам кажется, достаточно полно охарактеризовать эту операцию.

Выделяемые в конкретных разрезах вспомогательные стратотемы – пакки являются важным инструментом корреляции, прежде всего, в пределах определенного типа разреза, так же как и отдельные слои специфического строения. Наиболее распространенные в пространстве (наиболее устойчивые, постоянные по своим признакам) могут использоваться и для сопоставления смежных типов разрезов, протягиваясь в области их развития. Примером прекрасного репера в нашем случае может служить пачка эвапоритовых пород с конкрециями и линзами целестина, гипса, барита, расположенная в средней части (3-я пачка) янгаджинской свиты в хр. Кубадаг, в основании одноименной свиты на юге Туаркырского района и в Центральных Каракумах, в основании кызылкырской свиты северной части Туаркыра и даже в средней части кугусемской свиты Горного Мангышлака (Прозоровский, 1991). Только этот маркер позволил скоррелировать чрезвычайно изменчивые, практически немые красноцветные отложения на столь обширной площади.

Однако далеко не всегда литологические признаки могут рассматриваться в качестве стратиграфически весомых. Отрицательное качество их в этом плане хорошо иллюстрируется, например, 7-й пачкой инджеревской свиты в Копетдаге. Последняя представляет собой 25 - 30-метровую толщу глинистых пород, залегающих в основании карбонатной бахарденской свиты. Она прекрасно распознается в обнажениях и по коротким диаграммам. Данные отложения содержат многочисленные остатки раковин фолადо-

мий, позволившие Т.Н. Богдановой и С.В. Лобачевой (1966) выделить их в особый биостратон – слои с *Pholadomya minuta* и *Ph. gillieronii*. Но в разрезе у оз. Коу (рис. 1) вместе с отмеченными двустворками и несколько ниже обнаружены ядра нижнеготеривских *Endemoceras* (Луппов, Прооровский, 1983), а в 80 км восточнее, в подобных породах собраны верхневаланжинские аммониты зоны *Saynoceras verrucosum*.

Что касается единиц категории местных стратиграфических подразделений, то материал по мезозою Туркмении совершенно однозначно свидетельствует об их низком корреляционном потенциале. Практически границы всех свит или секут и достаточно резко временные уровни, или нет возможности обосновать их соотношения с последними. В этой связи особенно хочется подчеркнуть недопустимость проведения сколь угодно широких корреляций (в обычном случае) только на основании литологического сходства, чем обычно "грешат" геофизики. Они часто лишь на основании установления физических свойств горных пород и границ, разделяющих образования различного состава, стремятся выделить единицы ОСШ (на самом деле свиты) и установить их границы, сопоставляя качественные уровни. В результате они теряют или не замечают зоны нарушения корреляции – возможные места развития неструктурных ловушек. Так, сотрудники Западно-Туркменской геофизической экспедиции под наименованием "нижний баррем" объединили толщи карбонатных пород пяти разных стратиграфических объемов.

Биостратоны имеют разную корреляционную ценность (если под биостратоном понимать только породы, содержащие биофоссилии). Сразу же следует подчеркнуть исключительно большое значение единиц, выделяемых по представителям архистратиграфических групп. Однако во взятом для примера регионе и стратиграфическом интервале роль их для корреляции крайне низка из-за редкой встречаемости. Но, естественно, они просто незаменимы для датировки отложений.

Что же касается подразделений по преобладающим в карбонатно-красноцветном нижнем мелу Туркмении остаткам бентосных организмов, то, наряду с очень хорошими и важными для корреляции, такими как слои с *Tetragramma renngarteni*, с *Orbitolina*, с *Dictyoconus*, с *Pseudonerinea ornata* и др., выделяются биостратоны, которые значительно смещаются по разрезу. К ним, в частности, могут быть отнесены биостратиграфические зоны, выделяемые С.В. Лобачевой по брахиоподам, слои с *Turkmenia balkhanensis* и др. Последние распространяются от верхней части готерива в западной Туркмении до начала апта в юго-западном Гиссаре и верхов этого яруса, а возможно, и низов альба в южном Афганистане. Естественно,

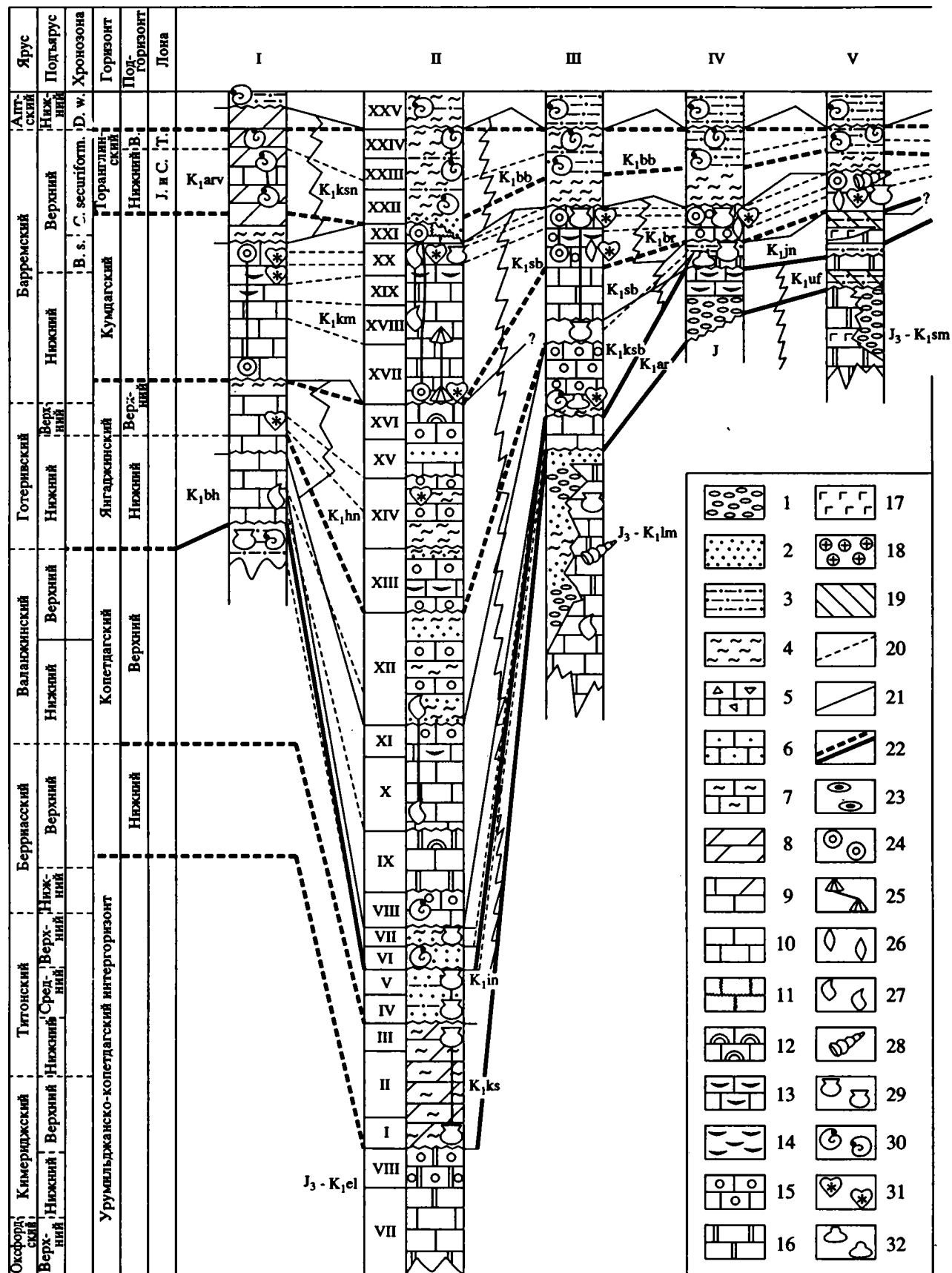


Рис. 2. Корреляция верхнеюрских и нижнемеловых отложений территории Закаспия.

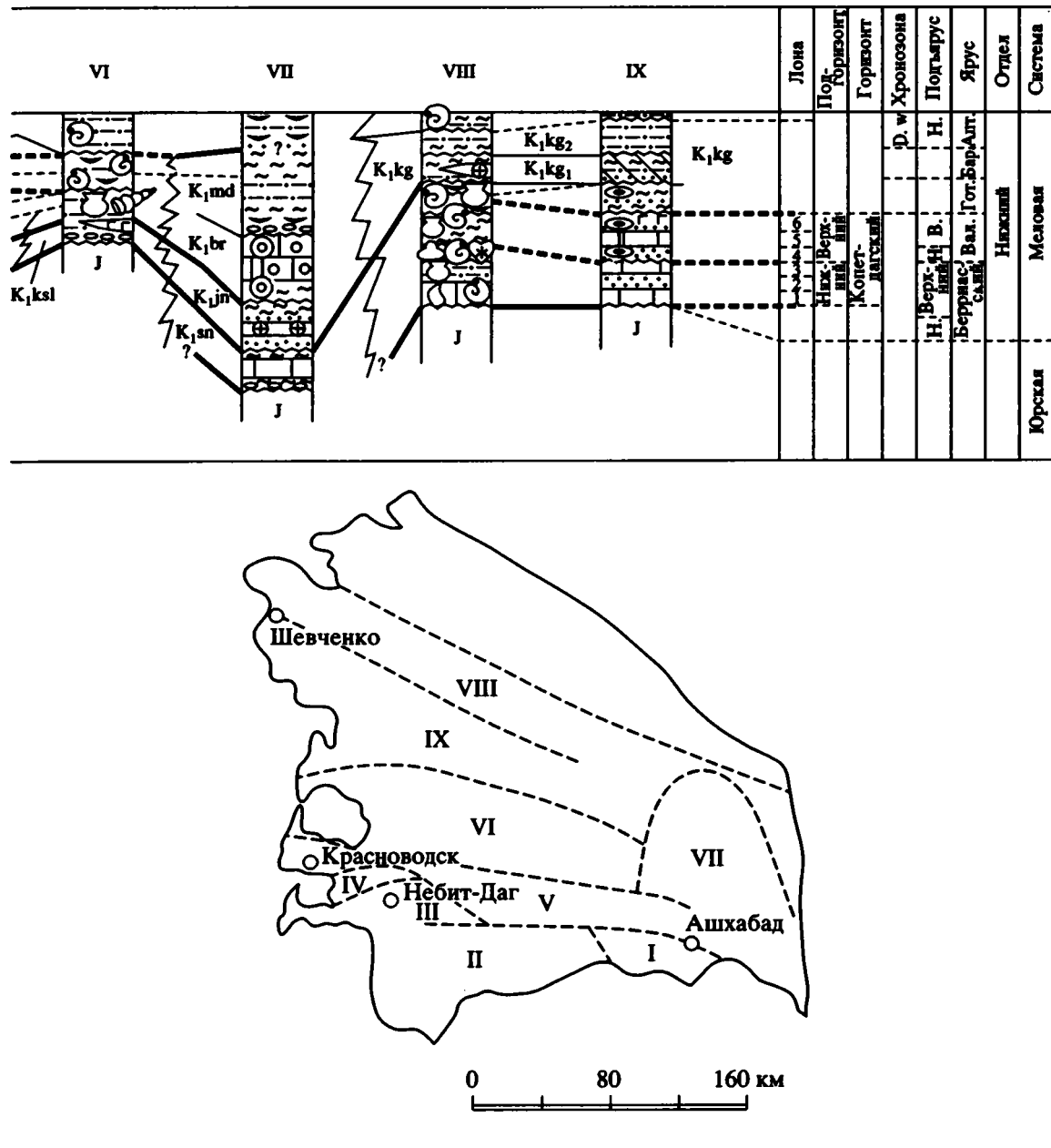


рис. 2. (Окончание).

Типы разрезов: I – Ашхабадский, II – Кизыларватский, III – Восточнобольшебалханский, IV – Западнбольшебалханский, V – Кубадагский, VI – Центральнокаракумский, VII – Мургабский, VIII – Горномангышлакский, IX – Южно-мангышлакский.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – глины; 5 – обломочные известняки; 6 – песчанистые известняки; 7 – глинистые известняки; 8 – мергели; 9 – чередование известняков и мергелей; 10 – известняки; 11 – рифовые известняки; 12 – водорослевые известняки; 13 – органогенные известняки; 14 – ракушники; 15 – оолитовые известняки; 16 – доломиты; 17 – гипсы; 18 – конкреции целестина; 19 – красноцветные отложения; 20 – границы биостратиграфических подразделений; 21 – границы литостратиграфических подразделений; 22 – границы региональных горизонтов и подгоризонтов; а – выделенные по палеонтологическим признакам, б – по литологическим признакам; 23 – мелкие фораминиферы; 24 – орбитолиниды; 25 – диктиоконусы; 26 – балхании; 27 – брахиоподы; 28 – гастроподы; 29 – двустворки; 30 – аммониты; 31 – морские ежи; 32 – зубы ганондных рыб.

лучшие корреляционные возможности проявляют совместно-предельные зоны, как, например, *Orbitolina delicata* и *Heteraster*, секущие литологические границы и позволяющие обосновать корреляцию в пределах всего юга и центра Туркмении.

Наиболее уверенно служат корреляции единицы РСШ, являясь основным ее инструментом. При этом главными хроностратиграфическими уровнями выступают их границы. В пределах рассматриваемого региона "золотыми гвоздями" границ горизонтов или лон являются точки смыкания лито- или биостратиграфических подразделений, которые используются в качестве типов выделяемых стратонов РСШ. Так, например, за границу копетдагского и янгаджинского горизонтов приняты точки в разрезах у оз. Коу и на горе Казанджабурун, где слои инджеревской и арланской свит с преимущественно берриас-валанжинской или валанжинской фауной перекрываются слоями с аммонитами раннеготеривского возраста. В дальнейшем корреляция строится следующим образом: на горе Казанджабурун в основании слоев с *Endemosegas* встречаются зубы ганоидных рыб, которые найдены также в основании биогермной толщи в следующем разрезе, находящемся северо-восточнее (в 15 км). Последняя по простиранию сменяется терригенными частично красноцветными породами с линзами эвапоритов. В соседней структуре, в Кубадаге, карбонатный комплекс с валанжинскими гастроподами и брахиоподами перекрывается красноцветной толщей с линзами гипсов, ангидритов и отдельными находками зубов ганоидных рыб.

В другом случае граница подгоризонтов (янгаджинского горизонта) зафиксирована в Копетдаге (у оз. Коу) сменой фаунистических сообществ, обычных для разных подъярусов готерива. На Большом Балхане она отвечает смене карбонатных пород терригенными и появлением остатков эндемичных двустворок *Turkmenia balkhanensis*, *Echogya turkmenica* и др. Западнее этому уровню соответствуют слои с конкрециями целестина.

Именно отдельные уровни являются стратиграфически опорными для конкретного региона. Они-то и позволяют проводить относительно хроностратиграфические сопоставления разнофациальных пород, в данном случае используя принцип С.В. Мейена.

Что же касается возможностей сопоставления с помощью использования единиц ОСШ, то в общем случае их корреляционный потенциал для регионов развития относительно полных разрезов и фациально разнообразных пород, в которых редко встречаются руководящие биофоссилии, минимален. Сопоставления же "по возрасту" отложений, которое часто используется на практике, как правило, приводит к ошибкам, так

как одновозрастными признаются интервалы разреза совершенно разного стратиграфического объема. Например, есть попытки коррелировать готеривские (!) свиты: кызылташскую юго-западных отрогов Гиссара и бахарденскую Копетдага. Однако отнесение первой к готериву, вообще, весьма спорно. Бахарденская же свита в своей большей части действительно готеривская, но соответствует лишь какой-то части нижнеготеривского подъяруса.

Таким образом, для целей детальной корреляции наиболее важную роль играют в конкретном регионе элементарные, вспомогательные, местные и региональные стратоны. При мелкомасштабных геологических исследованиях и широких обобщениях значение единиц ОСШ резко возрастает. Кроме того, для регионов, отличающихся от разобранного меньшим разнообразием фаций, частой встречаемостью руководящих биофоссилий, меньшей полнотой разреза и т.п., значение использования стратонов разных категорий меняется. Так в более высоких частях нижнего мела, в апте и альбе Туркмении, в терригенных морских отложениях, богатых аммонитами и иноцератами, наиболее надежную подробную корреляцию обеспечивают зоны ОСШ или лоны РСШ, хотя в отдельных случаях и стратоны других категорий могут помочь практике. Но все же для подобных разрезов особенно важной является роль биостратиграфического метода, по сравнению с литостратиграфическим и другими, отражающими физические свойства пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аманниязов К.Н., Смирнова Т.Н., Плуталов В.И. и др. Стратиграфия нижнемеловых отложений Центрального Копетдага (разрез ущелья Фирюза) // Геологическое строение Туркменистана. Ашхабад: Ылым, 1987. С. 3 - 27.
- Богданова Т.Н., Лобачева С.В. Фауна неокома Копетдага // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1966. Т. 130. 140 с.
- Калугин П.И. О перспективах нефтегазоносности мезозойских отложений Туркменской ССР // Задачи и перспективы поисково-разведочных работ на нефть и газ в западных р-нах Ср. Азии. Ашхабад: Ылым, 1959. С. 85 - 144.
- Лобачева С.В. Брахиоподы. Морские ежи (Нижний отдел. Меловая система) // Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. С. 114 - 116.
- Луппов Н.П., Сиротина Е.А., Товбина С.З. К стратиграфии аптских и альбских отложений Копет-Дага // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1960. Т. 42. С. 156 - 173.
- Луппов Н.П., Прозоровский В.А. О нижнем готериве Большого Балхана // Ежегодн. Всес. палеонтол. о-ва. 1983. Т. XXVI. С. 105 - 127.

Марченко В.И. Стратиграфия, литология и фации неокома Копет-Дага // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1962. Т. 78. 326 с.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М., 1974. № 1749. Деп. ГИН АН СССР. 185 с.

Мирошниченко В.П. Краткий геологический очерк западных склонов Кугитанг-Тау и Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали. Гаурдакский хим. комбинат. Ашхабад, 1933. Т. 1. С. 38 - 46.

Прозоровский В.А. Верхняя юра и нижний мел Запада Средней Азии // Стратиграфия, история геологического развития. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. 254 с.

Пчелинцев В.Ф., Крымгольц Г.Я. Материалы по стратиграфии юры и нижнего мела Туркмении. Л.; М.; Новосибирск: ВГРО, 1934. 183 с.

Садыков А.М. Идеи рациональной стратиграфии (на примере Центрального Казахстана). Алма-Ата: Наука, 1974. 182 с.

Стратиграфический кодекс // Под ред. Жамойды А.И., Гладенкова Ю.Б., Моисеевой А.И. и др. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.

Херасков Н.П. Поисковые работы на калий в Средней Азии (геолого-поисковые исслед. ю.-з. окончания Гиссарского хр.). Гаурдакский хим. комбинат. Ашхабад; Баку, 1934. Т. 2. С. 11 - 60.

УДК 551.782(571.66)

ПРАКТИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ДРОБНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ В КАМЧАТСКОМ НЕОГЕНЕ

© 1994 г. Ю. Б. Гладенков

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 05.04.93 г.

На примере расчленения неогеновых толщ Камчатки обосновывается возможность выделения инфразональных подразделений. На основе послойного изучения различных палеонтологических групп (диатомовые, моллюски, фораминиферы), а также использования физических методов (палеомагнитного и др.) в шести восточнокамчатских регионах (свитах) выделено 42 слоя и 15 пачек с моллюсками, а также 15 слоев и 9 пачек с фораминиферами. Рассчитана продолжительность плиоценовых стратиграфических подразделений (0.03 - 0.09 до 0.12 - 0.35 млн. лет), которая соизмерима с временной продолжительностью четвертичных подразделений. Опыт выделения дробных стратиграфических единиц может представить большой интерес для геологической практики (детального геологического картирования, палеогеографических реконструкций и пр.).

ВВЕДЕНИЕ

Среди проблем стратиграфии вопрос о детализации стратиграфических схем является одним из самых актуальных. Именно поэтому опыт не только зонального, но и инфразонального расчленения древних толщ привлекает самое пристальное внимание геологической практики. Потребность в дробных стратиграфических подразделениях растет как в связи с переходом к крупномасштабному геологическому картированию, так и с необходимостью расшифровки детальных палеогеографических событий, что может помочь, с одной стороны, в широких корреляциях, с другой – прогнозированию природных обстановок будущих столетий. К сожалению, накопление и осмысливание опыта практического выделения дробных стратиграфических подразделений в разных по геологической истории регионах России проходит пока в сравнительно незначительном масштабе. Вместе с тем, уже сейчас выделяется несколько групп таких подразделений (Меннер, Гладенков, 1986): 1 – палеомагнитные (ортозона, субзона, микрозона); 2 – литостратиграфические (пачка, пласт, слой); 3 – седиментационно-циклостратиграфические и сейсмостратиграфические (циклотемы разного масштаба); 4 – эвстатические (трансгрессивные или регрессивные циклы и эвстатиты); 5 – палеотемпературные (оптимумы и пессимумы) и изотопные по соотношению $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (изотопные ярусы); 6 – палеопедологические (группы, горизонты и отдельные ископаемые почвы); 7 – четвертичные климатостратиграфические (раздел, звено, ступень, этап, стадия, осцилляция); 8 – биостратиграфические (биозона, экозона, эпибола, тейлзона, слои с фауной, датум-плейн, интердат). Отсылая читателя к соответствующей литературе, в которой перечисленным группам дана доста-

точно развернутая характеристика, отметим вместе с тем, что в публикациях последних лет, к сожалению, отмечается относительно мало работ, в деталях знакомящих геологов с практическими приемами выделения дробных микростратиграфических подразделений. Одной из лучших в этом отношении работ является сводка по франскому ярусу Северо-Запада Русской платформы В.С. Сорокина (1978), который выделил в разнофациальных разрезах большой территории слои с географическими названиями и пачки, соответствующие седиментационным ритмам IX и даже X - XII порядка.

В настоящей статье автор хотел бы познакомить читателя с практикой выделения дробных подразделений в неогене Камчатки. Этот геологический объект относится в целом к особо сложным, ибо развитые здесь толщи, формировавшиеся на активной окраине Азиатского континента, отличаются пестротой фациального состава, большой мощностью, наличием перерывов и пр. Тем не менее сотрудники Геологического института РАН в последние годы получили здесь обнадеживающие результаты.

В конце 70-х - середине 80-х гг. была сделана попытка выделить в свитах неогена Точилинского опорного разреза Западной Камчатки не только зоны (по диатомовым и др.), но и более дробные подразделения – слои с фауной (по моллюскам и фораминиферам) (Атлас фауны ..., 1984). Одновременно было показано, что слои с моллюсками прослеживаются вдоль Камчатки на 700 - 800 км (Синельникова, 1988). Тогда же подобные подразделения по моллюскам были выделены и в олигоцене - среднем миоцене залива Корфа Восточной Камчатки (Гладенков и др., 1987).

Для обособления таких слоев использовались следующие показатели: общее число видов в том

или ином подразделении, число преобладающих и впервые появляющихся форм, соотношение вымерших и ныне живущих видов, соотношение разных палеоэкологических и палеобиогеографических группировок, процент эндемичных форм и видов с широкими ареалами, возраст отдельных видов и комплексов (Гладенков, 1988).

Недавно с учетом накопленного опыта подобное расчленение было осуществлено при изучении опорного разреза неогена Восточной Камчатки – о-ва Карагинского, чему и посвящено настоящее сообщение.

ПАРАРАСЧЛЕНЕНИЕ И ИНФРАЗОНАЛЬНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ НЕОГЕНА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Этот разрез изучался сотрудниками ГИН РАН в течение многих лет, и недавно их результаты были суммированы в специальной монографии (Гладенков и др., 1992). К неогену этого района относится ряд свит (снизу вверх стратиграфически, см. рис. 1): нижний (?) – средний миоцен – пестроцветная (туфопесчаники, алевролиты, 380 до 425 м); средний – верхний миоцен – мыса Плоского (алевролиты, диатомиты, до 685 – 775 м); верхний миоцен – юньюнваямская (диатомиты, песчаники, 300 – 330 м); плиоцен – лимимтеваямская (конгломераты, песчаники, 290 м); усть-лимимтеваямская (песчаники, более 80 м) и тусатуваямские слои (более 20 м) (рис. 1).

В перечисленных свитах выделены литологические толщи и пачки (их номера даны на рис. 1 по Гладенкову (1972)). Из этих толщ послойно были собраны многочисленные остатки фауны и флоры. Послойный анализ их был проведен К.Б. Бариновым (моллюски), С.И. Бордуновым (фораминиферы), Т.В. Орешкиной (диатомовые), Д.И. Витухиным (радиолярии), Г.М. Братцевой и Е.В. Зыряновым (споры и пыльца), а синтез осуществлен автором. Для датирования неогеновых отложений использовались также палеомагнитные (В.М. Трубин) и изотопные (С.С. Ганзей) данные. Все эти фактические материалы опубликованы и поэтому их подробное изложение опускается. Здесь же мы хотели бы сосредоточить внимание лишь на одном – каким образом осуществлялось выделение дробных стратиграфических подразделений.

В связи с тем, что накопление неогеновых образований о-ва Карагинского проходило в шельфовой зоне, их расчленение опирается прежде всего на бентосные комплексы (моллюски и фораминиферы). Фактически здесь преимущественно использовалось парарасчленение, к которому в ряде случаев добавляется и орторасчленение, когда помимо бентоса в тех или иных слоях обнаруживаются планктонные остатки (с кремневым скелетом). На основе планктона выделяются зоны (или их части), которые помогают привязывать

дробные подразделения парастратиграфического типа к океанической – и через нее к общей – шкале. В целом операция по корреляции разрезов по палеонтологическим остаткам осуществляется в двух направлениях, которые дополняют и контролируют друг друга: с одной стороны, сопоставляются свиты, горизонты, лоны, слои – стратиграфические уровни неогена Восточной Камчатки с таковыми других районов Сахалина, Японии и Северной Америки по бентосу, с другой – коррелируются зоны по планктону. Сходство или различие получаемых выводов служит предметом специального анализа (естественно, что при сходстве степень надежности корреляционных построений считается наиболее высокой).

При детальном расчленении осадочных толщ в данном случае использовались моллюски и фораминиферы. Процедура расчленения разреза и датирования дробных единиц включает ряд операций. В каждой свите сначала выделялись реальные слои (“слои”) с фауной, которые в одних случаях надстраивают друг друга без перерыва, в других – разделяются интервалами без фауны (интерслоями), т.е. не смыкаются. Название каждого слоя давалось, как правило, по видам, определяющим лицо слоя, т.е. по характерным формам, развитым только в данном слое, с учетом количественно преобладающих видов. При таком подходе слой фактически является единицей, суммирующей или отражающей биозоны одних таксонов и экозоны (эпиболи) других. Это позволяет обособлять каждый слой на реальной основе. Как показывает практика, подобные слои с комплексами моллюсков по характерным и преобладающим формам четко узнаются в поле и могут успешно картироваться.

При анализе каждого слоя с фауной принималось во внимание, как уже указывалось, изменение общего числа видов и числа видов, появляющихся в разрезе в первый раз, количества (процента) современных форм и тепловодных видов, числа эндемичных форм. Особое внимание обращалось на виды (и их сочетания) с широкими ареалами и узким возрастным диапазоном.

Всего по моллюскам (М) выделено 42 слоя (в миоцене – 23, плиоцене – 19), по фораминиферам (Ф) – 21 слой (в миоцене – 13, плиоцене – 8). Из этих данных видно, что число слоев по моллюскам в два раза больше, чем по фораминиферам. При расчленении разреза выявилось несмыкание некоторых слоев, т.е. наличие интерслоев (маломощных слоев без фауны) – 13 по М и 7 по Ф. Важно отметить при этом, что в ряде случаев интерслои М заполняются слоями Ф и наоборот – интерслои Ф слоями М. Это позволяет охарактеризовать слоями (М и Ф) практически весь разрез (исключение составляют небольшие “кусочки” отдельных толщ: 13 пестроцветной, 7 и 9 юньюнваямской, 10 – лимимтеваямской свит, что составляет крайне малую часть общего разреза).

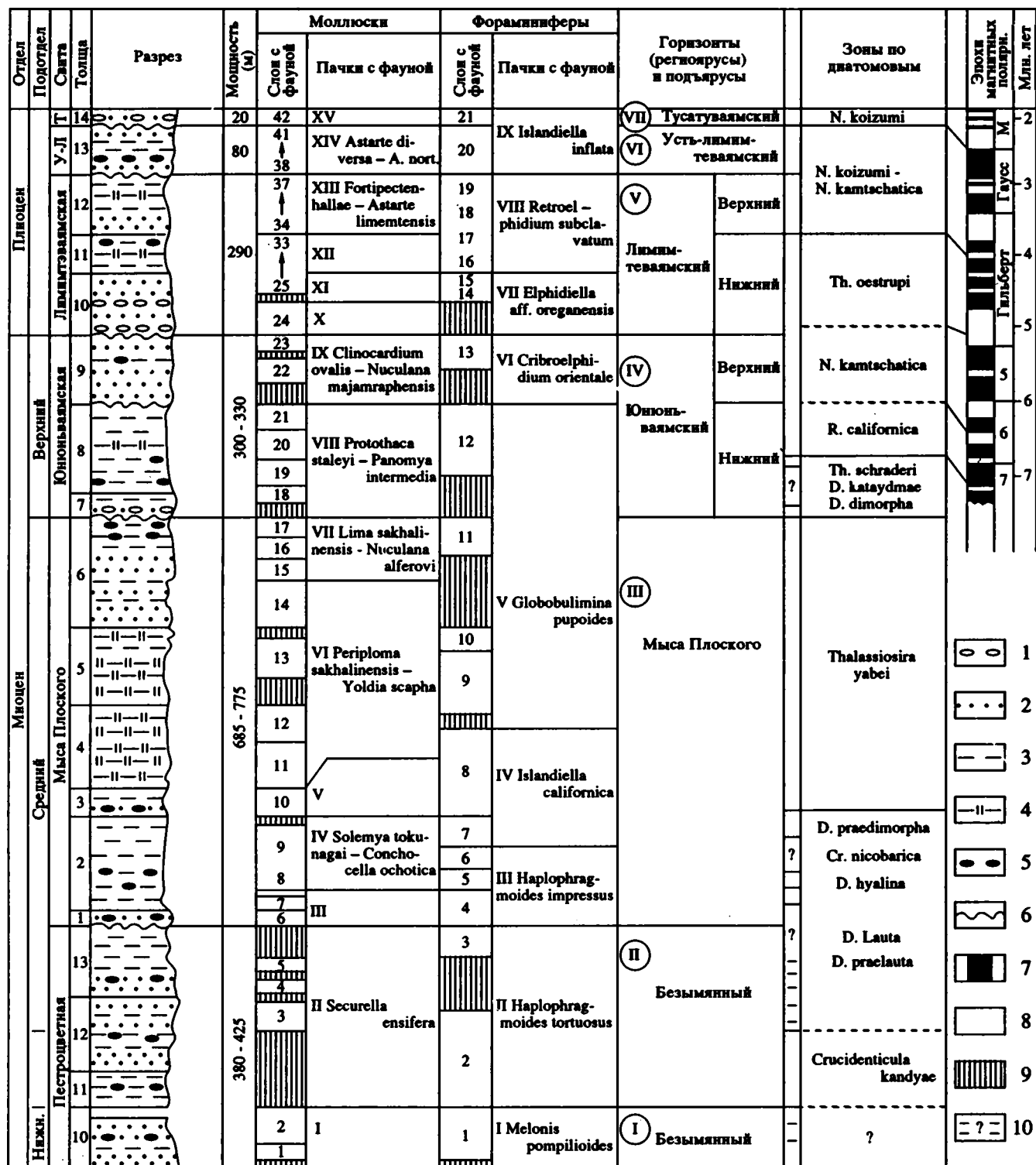


Рис. 1. Горизонты, зоны, слои и пачки с фауной неогена о-ва Карагинского.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты, аргиллиты; 4 – диатомиты; 5 – конкреции; 6 – перерывы и размывы; 7, 8 – магнитная полярность: 7 – прямая, 8 – обратная; 9 – интерслой; 10 – отсутствие зональных комплексов. У-Л – усть-лимингтевая толща; Т – тусатуваляские слои; М – Матюяма.

I - XV – пачки с моллюсками: I – *Hiattella pleshacovi*–*Pseudoliomesus praenassula*, III – *Mya karaginskiensis*, V – *Shavodrilla kamtschatica*–*Turricula asawanoensis maxima*, X – *Panomya trapezoidis*–*Yoldia ochotensis*, XI – *Fortipecten kenyoshiensis*, XII – *Fulgoraria microsculptata*–*Plicifusus karaginskiensis*, XV – *Mytilus declivis*–*Clinocardium subcostalis*. N – *Neodenticula*, R – *Rouxia*, D – *Denticulopsis*.

Слои с фауной (М и Ф) (и интерслои) были далее объединены в более крупные подразделения – пачки с фауной. Они базируются на определенной общности палеонтологических комплексов, которые отражают отдельные этапы эволюции древней биоты, и на их принадлежности к тем или иным седиментационным циклам, которые часто отражают эвстатические колебания уровня Мирового океана. Всего по моллюскам выделено 15 пачек: I - XV (М), по фораминиферам – 9 пачек – I - IX (Ф). Показательно, что в ряде случаев они хорошо совпадают (так, IМ соответствует IФ, IIМ – IIФ, IXМ – VIФ, X - XIIМ – VIIФ, XII - XIIIМ – VIIIФ, XIV - XVМ – IXФ), т.е. практически выделяются пачки с комплексной политаксонной характеристикой (М и Ф). Именно они представляют особый интерес для практики. Вместе с тем, имеются пачки по М и Ф, объемы и границы которых не совпадают (свита мыса Плоского и нижняя часть юньювьямской свиты). При этом шесть пачек М (III - VIII) соответствуют трем пачкам Ф (III - V), с приблизительной параллелизацией пачек III - VM пачкам III – низы IVФ. Таким образом, весь карагинский неоген можно в целом расчленить на 10 - 15 пачек, которые достаточно хорошо идентифицируются, и именно они прежде всего могут коррелироваться с таковыми других районов. Подробно пачки описаны в упомянутой монографии (Гладенков и др., 1992) и здесь это описание опускается. Но, чтобы проиллюстрировать, каким образом выделяются такие пачки на практике, приведем характеристику хотя бы одной – усть-лиминтевямской свиты (плиоцен) – рис. 2.

Пачка (XIVМ) с *Astarte diversa* – *A. nortonensis*. Всего в комплексе 36 видов. Впервые появляются 13 форм (в том числе *Astarte*, *Cyrtodaria*). В количественном отношении преобладают *Astarte*, *Macoma*, *Chlamys karaginskiensis*, *Serripes groenlandicus*, *Mya truncata*. Шесть видов ископаемых, 31 – ныне живущие, 3 характерных вида – *Astarte nortonensis*, *A. hemicymata*, *A. diversa* – известны из плиоценовых отложений берингийской трансгрессии Аляски, 3 эндемика. Среди современных видов 9 широко распространенных бореальных, 17 бореально-арктических и 5 высокобореальных.

Пачка (IXФ) с *Islandiella inflata*. Всего в комплексе 20 видов: 7 появляющихся, 4 транзитных, 9 исчезающих. Из них 2 характерных вида – *Fissulina lucida*, *Islandiella kaziwazakiensis*. Количественно преобладают *Bucella pseudofrigida*. Характерно появление новых видов: *Bucella conica*, *B. sachalinica*, *Islandiella inflata*, *I. kaziwazakiensis*. Наряду с бореально-арктическими формами распространены бореальные, отсутствующие ныне в высоких широтах. Много видов, общих с плиоценовыми формами помырского горизонта Сахалина.

Наверное, именно такие подразделения можно возвести в ранг “слоев с географическим названием”. Некоторые из них такие названия уже

имеют (например, усть-лиминтевямские, тусатувямские).

С другой стороны, часть таких пачек (слоев) с фауной может рассматриваться в качестве лон или рен (локальных или региональных зон).

К сожалению, на Восточной Камчатке нет таких полных разрезов неогена, как на о. Карагинском – имеются лишь фрагменты, к тому же изученные пока не послойно, а лишь по свитам. Это осложняет прослеживание пачек – зон в региональном масштабе (хотя некоторые из них и отмечаются в отдельных местах восточнокамчатского региона – в Велагинском хребте, хребте Кумроч и пр.). Вместе с тем, некоторые из них уже сейчас находят аналоги в разрезах сопредельных районов Камчатки и Сахалина, где фауна и флора изучались послойно. Так, пачка IIIМ *Securella ensifera* нижней части среднего миоцена четко узнается в неогеновом разрезе р-на Корфа (Северо-Восточная Камчатка), Тигильского и Кавранского районов Западной Камчатки, а также Южного Сахалина и даже Северной Японии. Во многих районах намечается лона *Lima sakhalinensis* – *Nuculana alferovi* (М) верхней части среднего миоцена. Хорошо трассируются плиоценовые лоны: *Elphidiella oregonensis* (Ф), *Retroelphidium subclavatum* (Ф) и *Fortipecten kenyoshiensis* (М). Некоторые из плиоценовых пачек (или лон) отмечаются на Аляске – *Fortipecten hallae* – *Astarte limintensis*; *Astarte diversa* – *A. nortonensis* (М).

Число подобных лон будет увеличиваться, но перевод в них пачек и слоев требует тщательного анализа (проверки “устойчивости” зональных комплексов в масштабе древних бассейнов, сходства последовательности их сменяемости в разрезах, одинаковости стратиграфической позиции). В то же время не исключено, что после проверки некоторые из них останутся в ранге лишь местных слоев. Другими словами, необходимо провести еще большую работу по их калибровке. Следует еще раз обратить внимание на важный иерархический и стратиграфический статус анализируемых пачек (вне зависимости, к какой категории их относить – к слоям или лонам). Ведь собственно их суммирование создаст основу для выделения горизонтов (или регионарусов), т.е. важнейших региональных подразделений, соответствующих образованиям определенных этапов геологического развития региона, которые (этапы) отразились в эволюции органического мира (в частности, бентосных групп) и в специфике седиментации.

ГОРИЗОНТЫ И ЗОНЫ

В неогеновом разрезе данного района можно выделить шесть горизонтов (снизу вверх). Нижний миоцен – низы среднего миоцена: два горизонта соответствуют пестроцветной свите (они пока безымянные); средний миоцен: горизонт мыса

Свита	Толща	Моллюски		Фораминиферы		Горизонты Проценты ныне живущих видов (моллюски)
		Слои с фауной	Пачки с фауной	Слои с фауной	Пачки с фауной	
Усть-лимбетская	14	42. c. <i>Mytilus edulis declivis</i>	XV. <i>Mytilus edulis declivis</i> - <i>Clinocardium subcostalis</i>	21. <i>Hyanesina orbicularis</i> - <i>Buccella conica</i>	IX. <i>Islandiella inflata</i>	Тусатувайский (93%)
	13	41. c. <i>Mya truncata</i>		XIV. c. <i>Astarte diversa</i> - <i>A. nortonensis</i>		20. <i>Islandiella inflata</i> - <i>Buccella pseudofrigida</i>
		40. c. <i>Nuculana pernula</i> - <i>Yoldia amugdalea hyperborea</i>				
		Интерслой				
		39. c. <i>Chlamys karaginskiensis</i> - <i>Cyclocardia pliocenica</i>				
38. c. <i>Astarte nortonensis</i> - <i>Cyrtodaria kuriana</i>						
Лимбетская	12	37. c. <i>Macoma brota</i> - <i>Mya cf. pseudoarenaria</i>	XIII. c. <i>Fortipecten hallae</i> - <i>Astarte limintensis</i>	19. <i>Retroelphidium hughesi</i> - <i>Epistominella</i>	VIII. <i>Retroelphidium subclavatum</i>	Лимбетская (62-70%)
		36. c. <i>Acila marujamensis</i> - <i>Macoma brota</i>				
		35. c. <i>Serripes groenlandicus</i> - <i>Cyclocardia veniaminovi</i>				
		34. c. <i>Fortipecten hallae</i> - <i>Astarte limintensis</i>				
	11	33. c. <i>Conchocelle disjuncta</i> - <i>Leionucula tenuis expansa</i>	XII. c. <i>Fulgoraria microsculptata</i> - <i>Plicifusus karaginskiensis</i>	18. <i>Islandiella yaponica</i> - <i>Bolivina cf. pseudopunctata</i>	VII. <i>Elphidiella aff. oregonensis</i>	
		32. c. <i>Macoma brota</i> - <i>Plicifusus karaginskiensis</i>		17. <i>Islandiella cushmani</i> - <i>Nonionella globosa</i>		
		31. c. <i>Callithaca adamsi</i> - <i>Fulgoraria microsculptata</i>		16. <i>Criboepphidium vulgare</i> - <i>Islandiella laticamerata</i>		
		30. c. <i>Macoma brota</i> - <i>Mya cuneiformis</i>				
		29. c. <i>Nuculana pernula</i> - <i>Acila marujamensis</i>				
	10	28. c. <i>Fortipecten kenyoshiensis</i>	XI. c. <i>Fortipecten kenyoshiensis</i> - <i>Macoma enemtensis</i>	15. <i>Elphidiella arctica</i> - <i>Cibicides rotundatus</i>		
		27. c. <i>Macoma enemtensis</i> - <i>Cyclocardia crebricostata</i>		14. <i>Elphidiella nagaoi</i> - <i>Elphidiella aff. oregonensis</i>		
		26. c. <i>Fortipecten kenyoshiensis</i>				
		Интерслой	X. c. <i>Panomya trapezoidis</i> - <i>Yoldia ochotensis</i>			
		24. c. <i>Panomya trapezoidis</i> - <i>Yoldia ochotensis</i>				
		Интерслой				

Рис. 2. Горизонты, пачки и слон с фауной плиоцена о-ва Карагинского.

Плоского; верхний миоцен – юнкювьямский; плиоцен: лимимтеваямский, усть-лимимтеваямский, тусатуваямский. Чрезвычайно важно, что в данном разрезе удалось выделить те же части неогена, которые в западнокамчатском опорном разрезе выражены не четко (эрмановский горизонт верхнего миоцена там представлен в основном континентальными фациями, а морские слои отмечены лишь в самом его основании) или вообще отсутствуют (энемтенский горизонт соответствует только нижней части плиоцена, а верхняя часть плиоцена на Западной Камчатке отсутствует). Другими словами, в дополнение к горизонтам, которые в 50-х годах были выделены в стратотипическом разрезе Западной Камчатки и с тех пор широко используются на Камчатке в качестве унифицированных, на о-ве Карагинском впервые отмечены новые горизонты (региорусы) верхнего миоцена и верхнего плиоцена в морских фациях. Они как бы заполняют имевшиеся до последнего времени “пустые” места в неогеновой схеме Камчатки, помогая, таким образом, создать целостную стратиграфическую схему области на региорусной основе.

В принципе горизонты фактически в ранге свит неогена о-ва Карагинского были намечены еще в конце 60 - 70-х годов (Гладенков, 1972). Новым же в представляемом варианте региональной схемы является, во-первых, вычленение из пестроцветной свиты двух горизонтов (I и II) и выделение тусатуваямских слоев в самостоятельный горизонт (VII) позднего плиоцена.

Выше говорилось, что помимо бентосных групп при изучении карагинского неогена был использован и планктон – прежде всего диатомовые. Они позволили выделить шесть зон, что стало одной из главных основ привязки отдельных толщ разреза к общей шкале (в миоцене это 11, 12, а также 3 - 8 толщ, в плиоцене – 11 - 13 толщ и тусатуваямские слои). Вместе с тем было отмечено отсутствие диатомовых в миоценовых толщах 10, 13, 1, 2, 9 и плиоценовой 10, что выявило случаи несмыкания зон. Однако, несмотря на эти “пропуски” зональных единиц, региорусы получили достаточно надежную возрастную характеристику. В региорусе II отмечена четкая нижнемиоценовая зона *S. kapayaev*, в горизонте мыса Плоского (III) – среднемиоценовая зона *T. yabei*, в юнкювьямской (IV) – верхнемиоценовая зона *R. californica*, в трех верхних горизонтах (V - VII) – зоны типичного плиоцена. В данном случае объем зон оказался несколько меньше объемов горизонтов (за счет хотя бы интерзон), однако, в целом они достаточно близки. Особняком остался горизонт VI (усть-лимимтеваямский), который стал частью зоны *N. koizumi*–*N. kamtschatica*. Из анализа соотношения зон с другими подразделениями следует, что зоны (по диатомовым) являются обычно более крупными единицами, чем пачки и тем более

слои с фауной (соответственно в 2 - 2.5 : 3.5 до 7 раз).

Таким образом намечается следующая иерархия стратиграфических подразделений, которая была использована при расчленении неогена о-ва Карагинского: слой с фауной – пачки (слои) с фауной – моно- и политаксонные, соответствующие по рангу слоям с географическим названием (или лонам) – зоны – горизонты (региорусы).

Однако в эту систему подразделений, которая эмпирическим путем сложилась при изучении конкретного разреза Восточной Камчатки, геологическая практика может внести определенные изменения. Например, не всегда в шельфовых разрезах находятся зоны и поэтому пачки с фауной могут сразу объединяться в региорусы. Практически это обычно и происходит, ибо подразделения, связанные с парарасчленением, образуют естественную цепь от более дробных местных и региональных единиц к более крупным (слои–пачки–горизонт), а зоны, основанные на ортогруппах, являются часто (особенно в случаях несмыкаемости) вставными в региональную схему, дополнительными подразделениями, в значительной мере существующими как бы параллельно.

Подобная ситуация складывается далеко не всегда, но для районов перехода от океана к континенту (шельфовых разрезов, разрезов окраинных и внутренних бассейнов и пр.) она является всегда типичной. Такое явление не должно пугать стратиграфов: использование данных по всем группам есть единственно правильное направление при разработке системы стратиграфических подразделений региона, несмотря на все трудности (кажущиеся и реальные) формального порядка. В этой связи особо подчеркнем, что в настоящее время региорусы (горизонты) являются теми подразделениями, которые, как показывает практика, пока наиболее полно и наиболее реально суммируют единицы пара- и орторасчленения и в этом смысле (с учетом данных по литологическому составу толщ и их палеомагнитной характеристике) принадлежат к стратиграфическим подразделениям комплексного обоснования. Правда, уже сейчас к единицам комплексного обоснования можно отнести и более дробные подразделения: многие зоны и слои с географическим названием (или пачки с фауной) – в тех случаях, когда для их характеристики используются разные группы ископаемых и другие (например, физические) признаки.

Отдельно стоит вопрос о возрасте упомянутых выше подразделений: с одной стороны, горизонтов (и составляющих их пачек), с другой – наиболее дробных единиц – слоев с фауной.

О возрасте горизонтов уже говорилось. Он определяется по комплексам как диатомовых, так и бентосных групп (моллюсков – фораминифер). Горизонт I определен как нижнемиоценовый по

двум бентосным группам (М и Ф). По горизонту П имеются разночтения: диатомовые (Д) свидетельствуют о раннемиоценовом возрасте (самые верхи), моллюски (М) – о возможном среднем миоцене, фораминиферы (Ф) – тоже. Поэтому граница нижнего и среднего миоцена выглядит достаточно условной. Горизонт мыса Плоского (III) отнесен к среднему миоцену по Д и М, среднему – верхнему (?) – по Ф. Возраст юньювьямского горизонта (IV) определен позднемиоценовым по всем группам (Д, М, Ф). Наконец, три верхних горизонта V – VII (лимимтеваямский, усть-лимимтеваямский и тусатуваямский) фактически без разночтений определены как плиоценовые (с нижней границей плиоцена в подошве, видимо, 10 толщ и верхней – в кровле тусатуваямских слоев, соответствующих самой верхней зоне плиоцена).

Значительная сходимость данных по Д, М и Ф собственно и позволила осуществить достаточно реальную корреляцию карагинских толщ с горизонтами и свитами сопредельных районов (Камчатка, Сахалина, Сев. Японии, с одной стороны, и Сев. Америки – с другой).

По сравнению с возрастом свит, определенным к 1979 г. (Гладенков и др., 1982), в данном варианте особых изменений нет, однако, все датировки толщ сейчас проработаны и обоснованы гораздо надежнее. Новым в датировании является отнесение тусатуваямских слоев к плиоцену (ранее они датировались кварталом) и выделение в пестроцветной свите не только нижнемиоценовых, но и среднемиоценовых слоев (правда, этот вопрос пока все-таки не может считаться решенным в связи с расхождением палеонтологических данных).

ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ОПРЕДЕЛЕНИИ ВОЗРАСТА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Крайне важными при определении возраста свит и толщ представляются данные по датированию физическими методами. В ряде случаев они помогают реально оценить и скорректировать выводы, полученные биостратиграфическим путем, в других же их помощь достаточно провизорна.

В карагинском разрезе имеется дата, полученная К/Аг методом: 9.4 ± 0.9 млн. лет из пород основания 9 толщ юньювьямской свиты (дата получена М.Л. Зильберманом из США) (Гладенков, Шанцер, 1978). В целом это определение согласуется с палеонтологическими данными, которые дают позднемиоценовый возраст. Однако если пользоваться диатомовой шкалой, то можно обнаружить некоторое расхождение: зона *Rouxia californica*, приуроченная к толщам 7 – 8 той же свиты, имеет границы по изохронам 7.3 и 6.6 млн. лет, а толща 9, расположенная выше, как следует из вышесказанного, имеет датировку более древнюю – свыше 9 млн. лет. Даты по трекам, полученные для толщ 8, определены в пределах $6.95 \pm$

± 0.58 и 6.22 ± 0.57 , т.е. и здесь имеются определенные несбивки. Это ставит вопрос о не совсем корректном значении датировки, полученной К/Аг методом.

Для датирования осадочных толщ верхнего миоцена – плиоцена, помимо фауны и флоры, использовались и палеомагнитные данные. В разрезе удалось выявить ортозоны Матуяма, Гаусс и Гильберт и, с долей условности, седьмую палеомагнитную зону. Как известно, все они имеют определенные возрастные ограничения (в миллионах лет) в стандартной шкале, что позволяет сравнивать эти материалы с данными, полученными по трекам деления урана. По трекам для пепловых туфов плиоцена и верхнего миоцена определены 11 дат (7 для плиоцена). Они четко отбивают возрастную последовательность образцов (не отмечено случаев, когда даты противоречили бы стратиграфическому положению образцов). Однако при их сравнении с датированием слоев по диатомовым и палеомагнитным зонам вскрываются некоторые расхождения. В принципе возраст отдельных слоев по трековым данным определяется несколько более молодым, и хотя речь идет о несбивке всего в 0.5 – 1 млн. лет, вопрос этот при разработке дробных шкал требует специального обсуждения (возможно, здесь потребуются и корректировка палеомагнитных интерпретаций, с другой стороны, не исключено, что какое-то несовершенство имеется и в трековой методике). В целом же можно сказать, что использование физических методов для датирования древних толщ приносит большую пользу (несмотря на имеющиеся расхождения в результатах, получаемых разными методами). Они дают достаточно реальную картину прежде всего в определении возраста крупных подразделений – свит и толщ, и уже одно это представляется крайне важным.

ОЦЕНКА ВРЕМЕННОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ДРОБНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ

Более осторожного подхода требует индексация возраста дробных подразделений и отдельных уровней. Определенные ограничения радиометрического и трекового методов и неоднозначность палеомагнитной интерпретации разреза заставляет оценивать каждую цифру очень осторожно – без фетишизации этих цифр, с допущением многовариантности и с признанием разумных пределов их толкования (хотя бы в связи с указываемым обычно процентом ошибок в данных каждого метода). Основой же расчленения разрезов остается стратиграфическая его разбивка, базирующаяся прежде всего на палеонтологических данных. Именно она обеспечивает дешифровку реальной стратиграфической последовательности толщ и – в определенных границах – оценку их возрастной продолжительности.

В связи с выделением дробных стратиграфических подразделений в данном разрезе была поставлена задача: попытаться оценить их временную продолжительность, чтобы сравнивать выделенные подразделения по их возрастному объему с четвертичными категориями.

При определении возраста слоев и пачек принимались во внимание: датировки границ диатомовых зон и палеомагнитных ортозон (и эпизодов), а также расчеты временных интервалов по скорости осадконакопления тех или иных толщ (около 2.5 см/тыс. лет), проведенные А.Э. Басиляном. Рассчитанные возрастные объемы семи верхних толщ карагинского неогена (верхний миоцен - плиоцен) позволили наметить следующие показатели. Толща IX имеет, видимо, возраст около 1 млн. лет (от подошвы до кровли). Толща X – около 0.12 млн. лет (следовательно, продолжительность формирования каждого из двух слоев с моллюсками составляла 0.06 млн. лет). Толща XI оценивается в рамках 0.16 млн. лет (каждый из трех слоев – около 0.05 млн. лет). Возрастной диапазон толщи XII составляет 0.15 млн. лет (из пяти слоев каждый соответствует 0.03 млн. лет). Толща XIII имеет возрастные рамки в пределах 0.25 млн. лет (каждый из четырех слоев – 0.06 млн. лет). Что касается толщи XIV, то там показатели следующие: для толщи в целом – 0.35 млн. лет, для одного слоя (из четырех) – 0.09 млн. лет. Расчет по толще XV показал, что время ее формирования можно оценить в 0.05 млн. лет.

Приведенные данные показывают, что дробность плиоценовых подразделений является просто фантастической: пачки с фауной оцениваются (по продолжительности) в 0.12 - 0.35, а слои – 0.03 - 0.09 млн. лет! Практически это означает, что достигнута такая детальность расчленения плиоцена, которая сопоставима с таковой четвертичной системы. Подобная детализация – с реальной оценкой временной продолжительности каждого дробного подразделения – достигнута на Камчатке и Сахалине впервые.

Однако в будущем – при машинной обработке датум-плейнов разного типа (уровней появления и исчезновения отдельных таксонов) – дробность расчленения может быть поднята еще выше. Уже сейчас можно наметить в каждой свите дополнительные уровни разной достоверности, и не исключено, что ряд слоев вскоре будет расчленен на подслой. Практически во всех свитах можно отметить несколько реперов, отражающих появление и “вымирание” тех или иных форм фораминифер и моллюсков, что само по себе увеличивает число маркеров внутри неогена данного разреза. Так, в пестроцветной свите, помимо границ слоев и пачек, намечаются до 5 - 6 уровней по фораминиферам и 1 - 2 по моллюскам. В свитах мыса Плоского и юньювьямской по 3 уровня в каждой как по Ф, так и по М. В лимимтеваямской свите добавочных уровней насчитывается до 3 по Ф и 4

по М. Таким образом, дальнейший анализ датум-плейнов и рубежей слоев может значительно повысить детальность неогеновых подразделений. В связи с этим использование количественных методов для целей детализации стратиграфических схем может являться одним из перспективных направлений будущих исследований.

Подобные работы сейчас широко развернуты при изучении океанических осадков. Например, при анализе ряда океанических разрезов, в том числе тихоокеанских, в пределах миоцена было выделено до 175 уровней, намеченных с учетом появления или исчезновения тех или иных планктонных форм (более 70 из них сопоставлены с палеомагнитной шкалой (Bagton *et al.*, 1985). Как показывают подсчеты, дробность расчленения в этом случае достигается исключительно высокая. Но, конечно, вопрос о корреляции дробных подразделений, выделенных по планктону и бентосу, как и степени их устойчивости в пределах провинций, будет нуждаться в долгосрочном изучении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт выделения дробных стратиграфических подразделений в камчатском неогене может пригодиться при детализации стратиграфических схем кайнозоя Сахалина и других сопредельных районов – Японии, Аляски и др. Появление таких схем во всей Северной Пацифике, включая океан и его обрамление, создаст действительно реальную основу расшифровки палеогеографических событий и определения тренда изменений природных обстановок будущего. Примером восстановления биотических и абиотических явлений плиоцена в Северной Пацифике может считаться проведенное недавно изучение истории Пра-Берингова пролива (Гладенков и др., 1992), когда удалось определить эвстатические колебания уровня Мирового океана, приведшие к образованию 4-х седиментационных циклов, обозначить время пика морских трансгрессий (около 5; 4; 3; 2.2 млн. лет), оценить во времени перерывы в морском осадконакоплении (0.2 - 0.6 млн. лет), которые соответствовали миграциям наземной фауны через Берингов мост, выявить время образования Пра-Берингова пролива (около 4 млн. лет назад), приведшего к обмену морской биоты Арктического и Тихоокеанского бассейнов, наметив периоды активного вулканизма и похолоданий.

Разработка приемов дробного расчленения древних толщ и накопленный в этом отношении опыт могут существенно помочь геологической практике как в обосновании микростратиграфических подразделений, так и создании детальных корреляционных схем. Именно они станут основой дешифровки последовательных не только длительных, но и кратковременных геологических событий, что может внести существенные коррективы во многие устоявшиеся представления

геологов о характере изменения литосферы, биосферы и гидросферы в прошлом. Только на этой базе можно объективно проверить представления о глобальных закономерностях развития нашей планеты и обосновать прогнозы о будущем окружающего нас мира. Это направление исследований уже сейчас заслуживает выделения в большой самостоятельный проект российской геологии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-8568).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас фауны и флоры палеогеновых и неогеновых отложений Дальнего Востока (Точилинский опорный разрез). М.: Наука, 1984. 332 с.

Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с.

Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1988. 199 с.

Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н. Морской кайнозой залива Корфа Восточной Камчатки // Очерки по геологии северо-западного сектора

Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 5 - 73.

Гладенков Ю.Б., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Корреляция кайнозоя Восточной Камчатки с океаническими толщами // Неоген Тихоокеанской области. М.: Наука, 1982. С. 62 - 65.

Гладенков Ю.Б., Баринков К.Б., Базилян А.Э. и др. Детальное расчленение неогена Камчатки. М.: Наука, 1992. 208 с.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Значение палеомагнитных данных для стратиграфии кайнозоя Центральной и Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. Вып. 4. С. 35 - 40.

Меннер В.В., Гладенков Ю.Б. К детализации стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 5 - 18.

Синельникова В.Н. Детальная стратиграфия неогена Дальнего Востока (на примере Западной Камчатки) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 74 - 81.

Сорокин В.С. Этапы развития северо-запада Русской платформы во франском веке. Рига: Зинатне, 1978. 282 с.

Barron J., Keller G., Dunn D. A multiple microfossil bio-chronology for the Miocene // Geol. Soc. Amer. Mem. 1985. № 163. P. 21 - 36.

УДК 550.838.551.77 (916)

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА КАЙНОЗОЯ МОНГОЛИИ

© 1994 г. Е. В. Девяткин

Геологический ин-т РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 31.01.93 г.

Впервые приведена палеомагнитная характеристика стратотипов и опорных разрезов кайнозоя Монголии, охарактеризованных комплексами фаун млекопитающих. Дано определение возраста калий-аргоновым (K-Ar) и термолюминесцентным (ТЛ) методами ряда стратиграфических горизонтов. Проведена корреляция магнитостратиграфической схемы кайнозоя Монголии со шкалой В. Харланда и др. (Harland *et al.*, 1982) и намечены направления дальнейших магнитостратиграфических исследований.

Палеомагнитный метод стратиграфических исследований в последнее время приобретает все большее значение не только для целей региональной стратиграфии, но, главным образом, для корреляции и геохронологической оценки возраста стратиграфических подразделений. Неоспоримые преимущества этого метода заключаются в возможности его применения как для разнофациальных осадочных – морских и континентальных, так и для эффузивных образований, которые могут быть датированы радиологическими методами. Особенно широко и достаточно успешно этот метод используется для позднего неогена и антропогена – и за рубежом и в нашей стране, главным образом, в пределах вариантов шкалы А. Кокса (Геохронология ..., 1974; Кокс, Долл и др., 1969; Меннер и др., 1972; Певзнер, 1972; Певзнер и др., 1982; Храмов, 1958; Сох, 1969). Для ряда регионов нашей страны были созданы региональные магнитостратиграфические схемы позднего плиоцена - антропогена (Приднестровье, юг Украины, Закавказье, Таджикская депрессия, юг Западной Сибири, Алтай, Камчатка и др.). Магнитостратиграфическая характеристика более низких горизонтов кайнозоя изучена лишь в небольшом числе районов, как у нас, так и за рубежом. Существуют общие магнитостратиграфические схемы мезозоя и кайнозоя (Berggren, 1972; Berggren *et al.*, 1974; Harland *et al.*, 1982; Lowrie, Alvarez, 1981).

Применение палеомагнитного метода при изучении континентальных отложений безусловно более сложная проблема. Это, в первую очередь, связано с неполнотой стратиграфических разрезов, вызванной более частыми, чем в морских осадках перерывами и более редкой встречаемостью фаун, что не позволяет добиться детальности биостратиграфического расчленения.

На территории Монголии палеомагнитным методом ранее изучались плиоценовые, эоплейстоценовые и, в меньшей степени, четвертичные осадочные и эффузивные образования (Бадамгарав и др., 1973; Девяткин, 1981; Кориная, 1974; Кориная и др., 1973; Певзнер и др., 1982).

Применение палеомагнитного метода проводилось Е.В. Девяткиным, И.Г. Лискун и Д. Бадамгарав при изучении опорных разрезов верхов мела, палеогена, неогена и плейстоцена. Особое внимание уделялось палеомагнитной характеристике разрезов, наиболее полно охарактеризованных палеонтологическими материалами, а также разрезам эффузивных толщ, имеющих радиологические датировки. Изучались также осадочные разрезы плейстоцена, датированные термолюминесцентным (ТЛ) методом.

Основными задачами настоящей работы являются: а) установление палеомагнитной характеристики кайнозойских отложений, содержащих определенные биостратиграфические комплексы фауны млекопитающих; б) палеомагнитная характеристика датированных калий-аргоновым методом эффузивных горизонтов; в) палеомагнитная характеристика осадочных горизонтов эоплейстоцена и плейстоцена, датированных термолюминесцентным методом. Эти задачи определяют одну цель – создание в дальнейшем общей магнито-биостратиграфической и геохронологической шкалы континентального кайнозоя Монголии – опорного региона Внутренней Азии.

Лабораторная обработка палеомагнитных образцов осадочных и эффузивных пород проводилась М.А. Певзнером и И.Г. Лискун в Геологическом институте РАН по общепринятой здесь методике. Общее количество образцов для разрезов палеогена и неогена Монголии составляет около

1000; детальность отбора определялась характером отложений и составляла от 0.25 до 10 м, с дублированием по простиранию слоев или потоков базальтов. ТЛ датирование проведено В.Н. Шелкоплясом (ИГН АН Украины).

Результаты магнитостратиграфического изучения общего разреза палеогена, неогена, а также частично и плейстоцена Монголии даны на рис. 1. На рис. 2 показаны районы расположения опорных разрезов кайнозоя Монголии.

Сводный палеомагнитный разрез верхов мела - кайнозоя Монголии мы рассматриваем как первый рабочий вариант, который, естественно, требует дальнейшей детализации, и особенно, характеристики неопробованных интервалов шкалы. Важность этой работы, несмотря на ее предварительный характер, заключается в том, что впервые для ряда биостратиграфических горизонтов получена палеомагнитная характеристика. Это дает в дальнейшем возможность применить палеомагнитный метод, как корреляционный для других районов Внутренней Азии. Вторым важным результатом является палеомагнитная характеристика горизонтов эффузивов, датированных К-Аг методом и осадочных разрезов плейстоцена, датированных ТЛ методом. Ниже даем краткое обсуждение результатов магнитостратиграфических исследований разреза верхов мела, палеогена, неогена и плейстоцена Монголии.

Верхний мел: а) бурунгойотская свита (кампан). Палеомагнитным методом изучена верхняя часть (80 м) разреза Баин-Дзаг с известной фауной Джадохта, содержащей динозавров и древних млекопитающих – мультитуберкулят (Berkey, Morris, 1927; Lefeld, 1971, Kielan-Jaworowska, 1970). Отложения этого разреза представлены оранжево-красными тонкозернистыми песками и рыхлыми песчаниками прибрежно-озерного генезиса; отмечается присутствие золотого материала (Қайе, Девяткин, 1969). Породы большей части разреза имеют устойчивую R-намагниченность, за исключением узкой (5 м) полосы N-намагниченных пород.

б) нэмэгэтинская свита (маастрихт), самая верхняя часть (20 м), представлена красноцветными песчаниками, глинами озерно-аллювиального типа с фауной динозавров, моллюсков, остракод и харовых (Барсболд, 1972). В разрезах Наран-Булак и Хайчин-1 породы имеют устойчивую N-полярность.

в) свита дзун-мод (маастрихт, по-видимому, самая верхняя часть). Палеомагнитные исследования проводились по разрезу Хайчин-1, где эта свита с небольшим размывом перекрывает нэмэгэтинские отложения. Они представлены светлыми песчаниками озерно-аллювиального генезиса мощностью до 20 - 25 м. Эти отложения содержат фауну млекопитающих – *Buginbaatar transaltanensis* и ранее условно относились к

нижнему палеоцену. В настоящее время из этой свиты получены остракоды и моллюски нэмэгэтинского типа, а также найдены динозавры, что подтверждает ее верхнемеловой возраст. Палеомагнитные исследования этого разреза показали прямую намагниченность пород, как и верхов нэмэгэтинской свиты.

Палеоцен верхний: свиты наран-булак и хашат (гашатинский горизонт). Отложения этого возраста охарактеризованы следующей ассоциацией фауны млекопитающих: *Prionessus-Hyracolestes-Sarcodon-Eurymylus-Dissacus-Paleostylops*. Этот горизонт древнее 56 млн. лет (Девяткин, 1981). Палеомагнитным методом охарактеризованы наиболее подробно два разреза – Хашат и Наран-Булак. Разрезы Хайч 1 и 2 оказались малоперспективными из-за слабой магнитности пород. В разрезе Хашат низы глинистой красной пачки имеют N-, а верхи R-намагниченность. Фауна млекопитающих (местонахождение Гашато) известна из обоих магнитостратиграфических горизонтов. По разрезу Наран-Булак низы свиты наран-булак (красная пролювиальная пачка) имеют устойчивую R-намагниченность; средняя аллювиальная белая пачка песков – слабонамагнитна (так же, как и в верхах разреза Хайчин-1), а верхняя озерная красная пачка имеет N-намагниченность пород. Возможный вариант палеомагнитной корреляции в пределах гашатинского горизонта показан на схеме (рис. 1).

Радиологический возраст гашатинского биостратиграфического горизонта определяется рядом К-Аг датировок. Наиболее ранняя из них – 56 ± 3 млн. лет (Тору-Айгыр) получена из базальтов Иссук-Кульской впадины, непосредственно подстилающих осадки, содержащие фауну хайчинского горизонта (средний - верхний эоцен). Заведомо моложе верхнего предела возраста гашатинского горизонта также датировки 51 ± 2 млн. лет (Хашат) и 53 ± 8 млн. лет, полученная из базальтов, перекрывающих палеоценовые отложения у горы Хуц-Ула, в районе сомона Хурмэн (Николаева, Шувалов, 1979). В этом же районе базальты, подстилающие палеоценовые отложения, имеют датировку 61 ± 8 млн. лет.

Эоцен. Самая верхняя часть разреза Наран-Булак (пачка агуйт), содержащая фауну *Comphos elcema* раннего эоцена (Дашзэвэг, 1980), палеомагнитным методом не охарактеризована. В районе Хашат прослой базальтов с К-Аг датировкой 51 ± 2 млн. лет и вмещающие их осадки (10 м) имеют N-намагниченность. Эти базальты отвечают средней части общего разреза Хашат с фауной млекопитающих (*Comphos elcema*) нижней половины эоцена (Жегалло, Шевирева, 1976). В этом же районе (гора Барун-Табун-Хайрхан-Ула) базальты, перекрывающие осадки верхнего мела с К-Аг датировкой 47 ± 2 млн. лет, имеют N-намагниченность (Девяткин, 1981).

Средний - верхний эоцен (хайчинский горизонт) охарактеризован палеомагнитным методом по пяти разрезам: в Заалтайской Гоби – разрезы Хайчин-3,5 (свита хайчин) и в Долине Озер – Барун-Хуцын-Цав, Цаган-Хутэл и нижняя часть разреза Мэнхэн-Тэг (свита холболджинур). Обе эти свиты представлены песками, алевроитами, глинами преимущественно озерного и, в меньшей степени, озерно-аллювиального генезиса. Для хайчинского горизонта характерна фаунистическая ассоциация *Teleolophis-Deperetella-Lophialetes* и в целом эти свиты отвечают формациям ирдын-манга и шарамурен Китая. Возраст хайчинского горизонта по радиологическим данным оценивается в диапазоне 51 - 42 млн. лет (Девяткин, 1981). Палеомагнитными исследованиями установлено, что разрезы Хайчин 3 и 5 имеют устойчивую N-намагниченность. В разрезе Мэнхэн-Тэг, Барун-Хуцын-Цав и Цаган-Хутэл выделяется зона R-намагниченных пород, которая надстраивается по более полному разрезу Мэнхэн-Тэг зоной N-намагниченных пород с одним узким эпизодом R-полярности.

Олигоцен нижний. Разрезы этого возраста изучались по стратотипу свиты эргилин-дзо (разрез Эргилин-Дзо), по разрезам Мэнхэн-Тэг и правому берегу р. Тацин-Гол. Отложения представлены светлыми песками и глинами, местами карбонатными, с прослоями красных глин и гравийно-галечниковыми линзами. Генетически они являются озерными и аллювиальными образованиями и содержат фауну бронтотериевого типа с характерной ассоциацией *Protembolotherium-Embolotherium-Parabrontops*.

В стратотипе породы нижней части свиты эргилин-дзо (красная глинистая и светлая озерная пачка) имеют R-намагниченность; породы верхней части свиты в основном намагничены прямо с двумя узкими R-эпизодами. По разрезу Мэнхэн-Тэг, где охарактеризована только верхняя часть свиты, среди N-намагниченных пород отмечен узкий эпизод R-полярности, соответствующий возможно нижнему эпизоду R-полярности в верхней половине стратотипа. По правому берегу р. Тацин-Гол, где имеется контакт с вышележащей свитой шанд-гол (средний - верхний олигоцен) присутствие R-намагниченных пород фиксируется ниже границы этой свиты, но по разрезу Мэнхэн-Тэг граница этих свит проходит внутри зоны N-полярности. Возраст эргилин-дзойского горизонта оценивается в диапазоне 37 - 32 млн. лет (Девяткин, 1981).

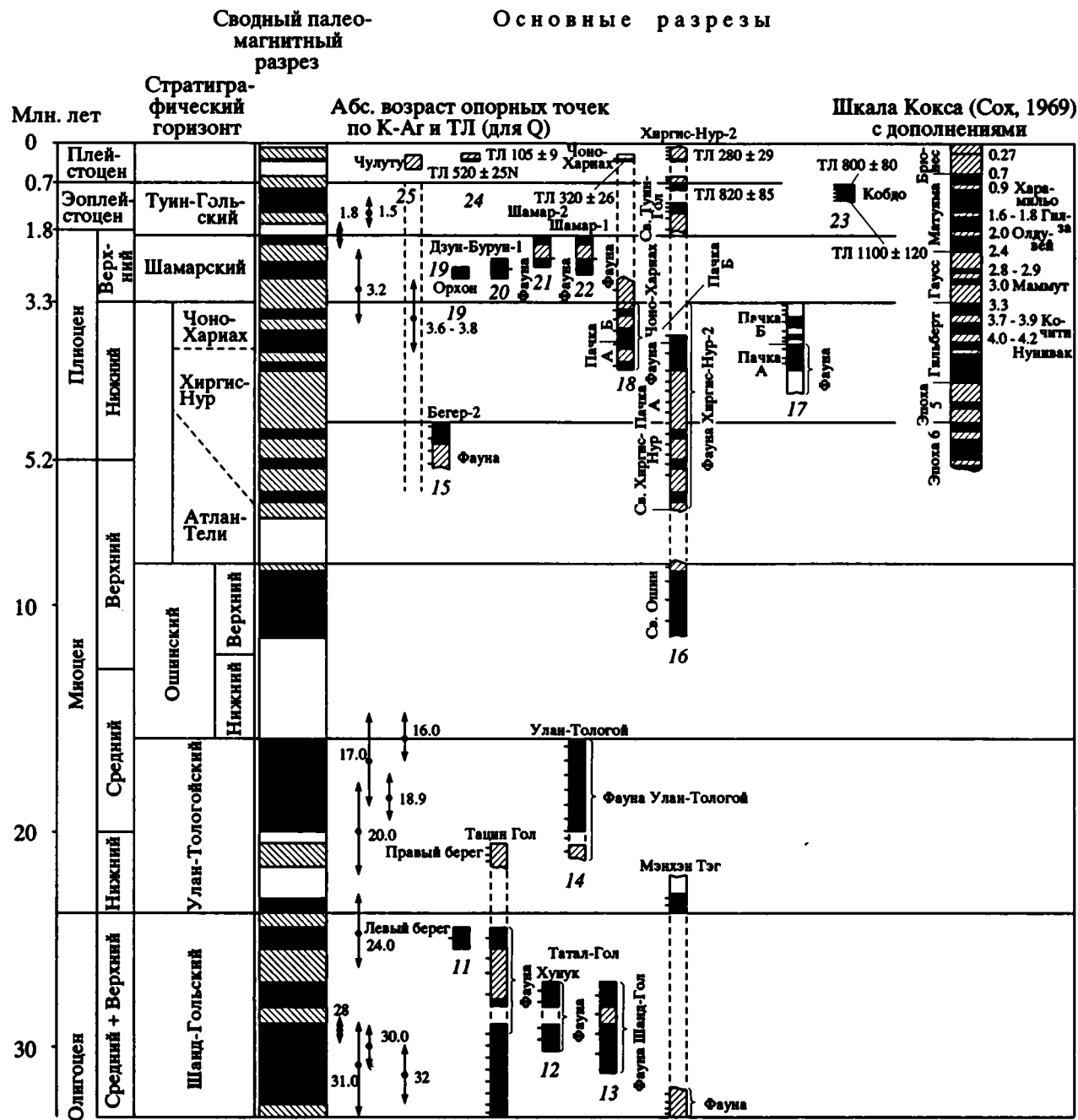
Олигоцен средний - верхний представлен свитой шанд-гол, имеющей диапазон возраста от 32 до 24 млн. лет (Девяткин, 1981; Девяткин, Смелов, 1979). Осадочные породы этого горизонта, представленные красными глинами и песчаниками, преимущественно пролювиального генезиса с

индрикотериево-цаганомисовой фауной млекопитающих, палеомагнитным методом охарактеризованы по пяти разрезам – Тацин-Гол (оба берега), Хунуг, Татал-Гол, Мэнхэн-Тэг (верх разреза). Нижняя половина свиты шанд-гол имеет выдержанную на большей части территории Монголии R-полярность с одним узким эпизодом N-полярности в самом основании свиты (разрез Мэнхэн-Тэг). Нижний горизонт базальтов в разрезах Шанд-Гол, Татал-Гол, Дзабхан, датированный K-Ar методом в 28 - 32 млн. лет также имеет стабильную R-намагниченность. Породы верхней половины шанд-гольского горизонта имеют знакопеременную намагниченность (две R и три N зоны). Верхний горизонт базальтов с K-Ar датировками 24 - 25 млн. лет в разрезе Тацин-Гол (левый берег) имеет R-намагниченность.

Миоцен. Отложения этого возраста пока слабо охвачены палеомагнитными исследованиями, имеются большие пропуски в отборе образцов, что не позволяет дать полную палеомагнитную характеристику его. В низах улан-тологийского горизонта с мастодонтово-анхитериевым типом фауны (нижний - средний миоцен) по трем разрезам намечается чередование двух (или больше) разнополярных зон. Верхи горизонта по стратотипу разреза Улан-Тологой имеют выдержанную R-намагниченность пород. Покровы базальтов, лежащих в основании свиты лоо (20 ± 0.5 млн. лет) и покрывающие ее базальты (датировки от 18 до 16 млн. лет) имеют R-намагниченность. Такую же намагниченность имеют базальты некка Холбо-Тэг (датировки 18.5 ± 1 млн. лет) и покрова, связанного с ним (14.8 ± 1 млн. лет), а также покров базальтов в районе самона Тайшир по р. Дзабхан (датировка 17.0 ± 1 млн. лет). Таким образом, палеомагнитная характеристика осадочного разреза улан-тологийского горизонта (свита лоо) и датированных (K-Ar) базальтов, по видимому, синхронных верхней – большей части этого горизонта, совпадают по знаку полярности, являясь R-намагниченными. Возраст всего улан-тологийского горизонта, установленный радиологическими исследованиями, может иметь диапазон 23 - 16 млн. лет (Девяткин, 1981).

Средняя часть разреза миоцена (верхняя под-свита свиты ошин), содержащая раннегиппарионовый комплекс фауны, охарактеризована палеомагнитным методом только по разрезу Хиргис-Нур-2 (нижняя часть). Они имеют выдержанную R-намагниченность с узким N-эпизодом в верхах.

К верхам миоцена относятся осадки свиты алан-тэли и нижней части пачки А свиты хиргис-нур. По палеомагнитным данным, полученным по разрезу Хиргис-Нур-2, этот интервал неогенового разреза коррелируется с 5 - 7 зоной шкалы Кокса и отвечает торгону - мессинию верхнего миоцена Средиземноморья (Певзнер и др., 1982).



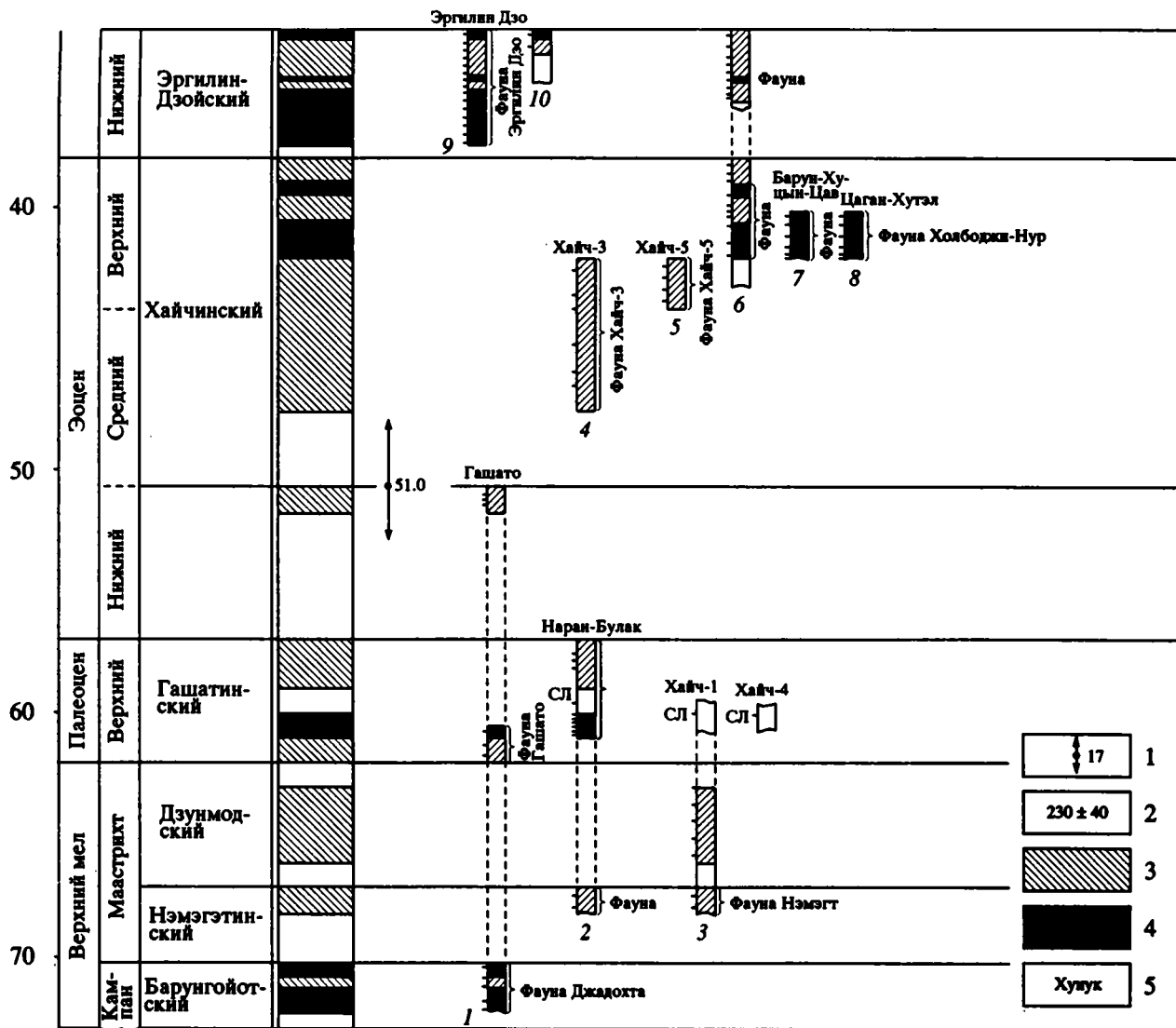


Рис. 1. Палеомагнитная характеристика и абсолютные датировки основных разрезов кайнозоя Монголии.

1 – радиологические датировки (млн. лет), калий-аргоновый (К-Аг) метод; 2 – датировки (тыс. лет), термолюминесцентный (ТЛ) метод; 3 – нормальная (N) полярность; 4 – обратная (R) полярность; 5 – опорные разрезы и местонахождения фауны млекопитающих. СЛ – слабая намагниченность пород. Номера под разрезами соответствуют пунктам на рис. 2.

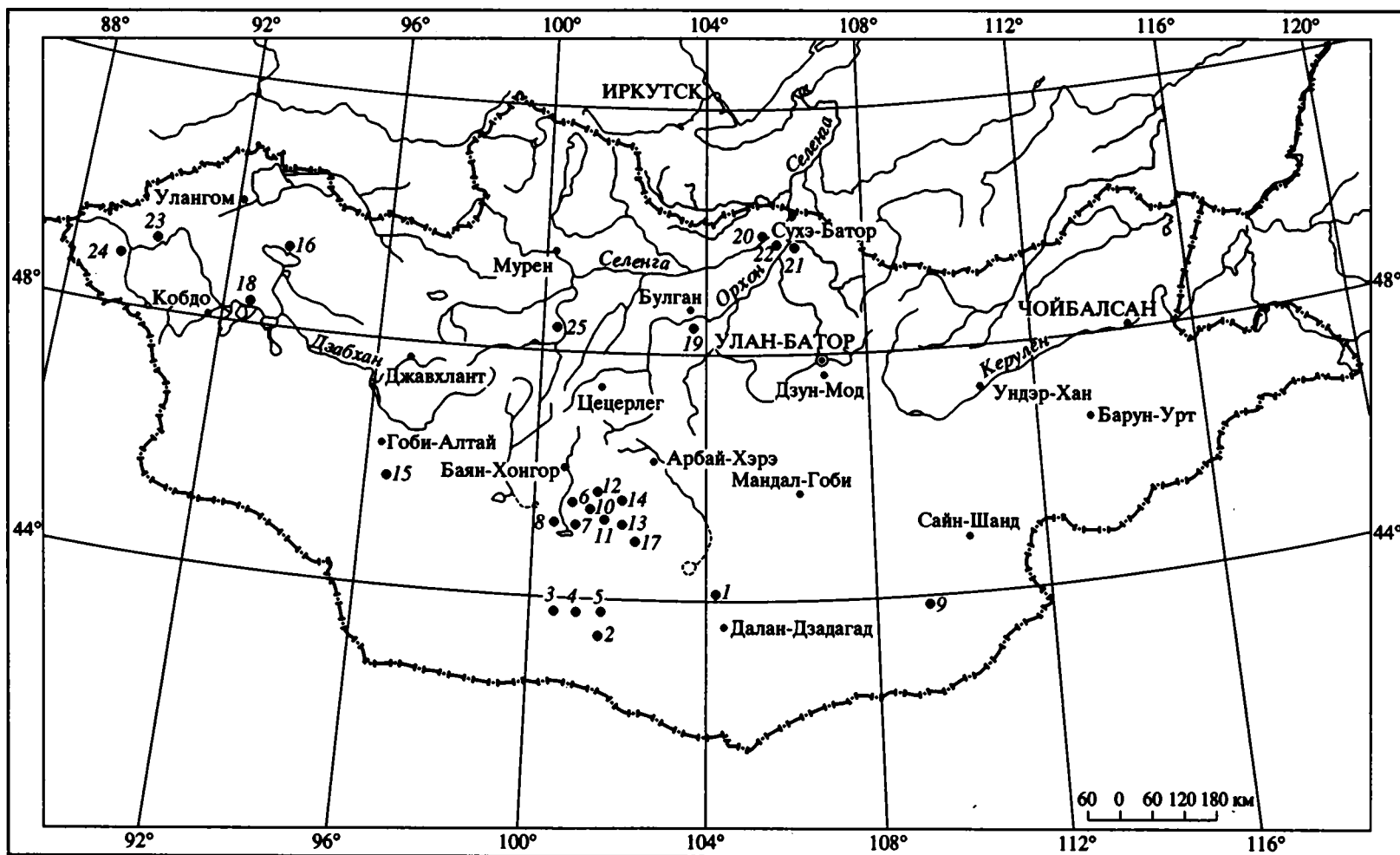


Рис. 2. Расположение опорных палеомагнитных разрезов кайнозоя Монголии (цифры соответствуют номерам разрезов на рис. 1).

Опорные разрезы: 1 – Гашато; 2 – Наран-Булак; 3 – Хайч-1, 2; 4 – Хайч-3; 5 – Хайч-5; 6 – Мэнхен-Тэг; 7 – Барун-Хацын-Цав; 8 – Цаган-Хутэл; 9 – Эргилин-Дзо; 10 – Тацин-Гол (правый берег); 11 – Тацин-Гол (левый берег); 12 – Хунук; 13 – Татал-Гол; 14 – Улан-Тологой; 15 – Бэгэр-2; 16 – Хиргис-Нур-2; 17 – Хунг-Курэ; 18 – Чоно-Хариах; 19 – Орхон; 20 – Дзуи-Бурин; 21 – Шамар-2; 22 – Шамар-1; 23 – Кобдо; 24 – Улан-Хус; 25 – Чулуту.

В целом отложения свит алтан-тэли и хиргис-нур охарактеризованы развитой гиппарионовой фауной с двумя линиями: а) *Hipparion theobaldi mogolicum*—*H. crassum*—*H. sefvei* и б) *Hipparion (Neohipparion) poufenense* А — *H.(N.) poufenense* В. (Жегалло, 1978). Грызуны из нижней подсвиты хиргис-нур могут быть сопоставлены с формами из позднего тюрюлия (Певзнер и др., 1982). Диапазон возраста свиты алтан-тэли и нижней подсвиты хиргис-нур оценивается по палеомагнитным и биостратиграфическим данным в диапазоне примерно от 5 до 7 - 8 млн. лет (Девяткин, 1981; Жегалло, 1978; Певзнер и др., 1982). Важно также отметить, что базальты из Хангая (долина р. Орхон), датированные по К-Аг в $6.4, 6.2$ и 4.0 ± 0.5 млн. лет, имеют устойчивую R-намагниченность и могут относиться к эпохе 6 (две первые даты) и к эпохе Гильберта (третья дата). По долине р. Чулуту базальты с К-Аг датами 3.6 и 3.8 ± 0.2 млн. лет имеют обратную намагниченность, а базальты с датой 4.0 ± 0.25 млн. лет — прямую (Логачев и др., 1982). Две первые даты могут относиться к верхней части эпохи Гильберта, а третья дата возможно отвечает эпизоду Нунивак ($4.0 - 4.2$ млн. лет).

Плиоцен. Осадочные отложения плиоцена охарактеризованы палеомагнитными данными по трем разрезам: Хиргис-Нур-2, Чоно-Хариах и Хунг-Курэ, где обнажаются самые верхи пачки А и пачка Б свиты хиргис-нур. По разрезу стратотипа пачки Б отмечаются две широкие R- и одна N-зона намагниченности. В разрезе Чоно-Хариах выделены две R- и три N-зоны; в разрезе Хунг-Курэ также две R- и три N-зоны полярности. Эта часть разреза плиоцена Монголии коррелируется с эпохой Гильберта, имеющей диапазон возраста от 3.2 до 5.2 млн. лет (Девяткин, 1981; Певзнер и др., 1982). Возможно, что интервалы N-полярности, отмеченные в разрезах, могут сопоставляться с эпизодами Сидуфиал (4.4 млн. лет), Нунивак (4.1) и Кочити (3.7). В целом пачка Б свиты хиргис-нур охарактеризована развитой гиппарионовой фауной с поздними формами *H. houfenense*, появлением *Probosciparion*, а также грызунов родов *Agatomys*, *Promiomys*, мастодонтов — *Anancus sinensis*. Эта часть плиоценового разреза коррелируется с киммерием (Девяткин, 1981), русцинием и занклием (Певзнер и др., 1982).

Отложения верхнего плиоцена (свита шамар) охарактеризованы палеомагнитными исследованиями по разрезам в Северной Монголии. В целом считалось, что отложения этого возраста содержат фауну млекопитающих чикойского комплекса Забайкалья (Девяткин, Зажигин, 1974; Девяткин, Зажигин, 1982). Однако материалы, полученные в последние годы В.С. Зажигиным, показывают, что в пределах шамарского горизонта намечается выделение не менее трех разновозрастных биостратиграфических комплексов, которые могут сопоставляться с молдавским (разрез Орхон-1,

слой 8), бетекейским (разрез Идер) и чикойским комплексами (Шамар, Бурал-Обо). Возраст рассматриваемых отложений 3.3 - 1.8 млн. лет, что доказывается их соотношением с эффузивными образованиями (Девяткин, 1981). Осадки разреза Орхон-1 (слой 8) с фауной грызунов молдавского комплекса имеют N-намагниченность и относятся к низам эпохи Гаусса (ниже эпизода Маммот — 3.05 млн. лет). Отложения разреза Идер палеомагнитным методом не охарактеризованы. По разрезам Бурал-Обо, Шамар, Шара-Манхатай, откуда происходит фауна чикойского комплекса, отмечается чередование зон R- и N-полярности; фауна известна из обеих зон. Этот интервал разреза верхнего плиоцена отвечает эпохе Матуяма и какому-то эпизоду (Олдувей или Гилза) N-полярности в ней (Корина, 1974). Базальты, подстилающие верхнеплиоценовые красноцветы шамарского горизонта по разрезу Орхон-1 (3.2 ± 0.5 млн. лет), имеют R-намагниченность, как и базальты вложенной террасы (1.8 ± 0.1 млн. лет) (Девяткин, 1981; Девяткин, Смелов, 1979).

Антропоген. Вероятно, к эоплейстоцену должна относиться свита туин-гол, откуда известны наиболее ранние находки лошади совместно с гиппарионом. В своем стратотипе эта свита не охарактеризована палеомагнитным методом и возрастной диапазон ее пока четко не определен. Предполагается, что она моложе 1.8 млн. лет, но не исключено, что местами она может иметь и более древний возраст, отвечая частично шамарскому горизонту. Палеомагнитные исследования этой свиты проведены по двум разрезам. По разрезу Хиргис-Нур-2 низы свиты имеют N-намагниченность; верхи свиты также имеют нормальную намагниченность с узким R-интервалом, датированным ТЛ методом в 820 ± 85 тыс. лет. По разрезу Кобдо породы свиты туин-гол имеют устойчивую и выдержанную R-намагниченность в интервале ТЛ дат от 1100 $\pm$ 120 до 800 $\pm$ 82 тыс. лет, т.е. они уверенно должны относиться к верхней части эпохи Матуяма. Эти отложения хорошо коррелируются с магнитостратиграфическим разрезом Горного Алтая, где башкаусская и верхняя часть бекенской свиты имеют выдержанную R-намагниченность в интервале ТЛ дат от 625 $\pm$ 70 до 1500 тыс. лет, с одним узким N-эпизодом (Разрез новейших отложений ..., 1978).

Плейстоценовые отложения Монголии планомерными палеомагнитными исследованиями захвачены не были. Палеомагнитный анализ был проведен только по ряду опорных разрезов. Установлено, что свита гошу нижнего плейстоцена по разрезу Хунг-Куре в основании имеет R-, а в верхах N-намагниченность. По разрезу Хиргис-Нур-2 эта свита в основном имеет N-намагниченность с узким эпизодом R-намагниченности. Более верхние горизонты плейстоцена охарактеризованы по разрезу Чоно-Хариах, где озерные глины с ТЛ датами

Опорные точки радиологического (К-Аг), в млн. лет, и термолюминесцентного (ТЛ), в тыс. лет, датирования, охарактеризованные палеомагнитными данными по территории МНР

№ п/п	Местоположение	Стратиграфическая позиция	К-Аг или ТЛ дата	Палеомагнитная характеристика	Положение в палеомагнитной шкале
Эоцен					
1	Прослой базальтов выше свиты хашат	Слон с Gomphas elcema (агуйтский горизонт?)	51 ± 2.0	прямая (N)	
Олигоцен					
2	Нижний горизонт базальтов в свите шанд-гол (Тацин-Гол)	Шандгольский горизонт	31 ± 2.0	обратная (N)	
3	»	»	32 ± 2.0	»	
4	Шанд-Гол (стратотип свиты)	»	30 ± 1.2	»	
5	»	»	28 ± 1.1	»	
6	р. Дзабхан, прослой базальтов в свите бегер	»	31 ± 1.2	»	
7	Верхний горизонт базальтов в свите шанд-гол. Правый берег р. Тацин-Гол	Шандгольский горизонт	24 ± 1.0	обратная (R)	
Миоцен					
8	Прослой базальтов между свитой шанд-гол и лоо. Левый берег р. Туин-Гол	Улан-тологийский горизонт	20 ± 0.5	»	
9	Прослой базальтов над свитой лоо. Левый берег р. Тацин-Гол, в 10 км севернее Цаган-Обо	»	18.9 ± 0.5	»	
10	Там же, у Цаган-Обо	»	17.0 ± 2.0	»	
11	Дубль, обр. 9		16.0	»	
12	Нижний поток базальтов в основании 90-метровой террасы, перекрытой плиоценовыми отложениями р. Орхон	Алтан-тэлийский горизонт	6.2 ± 0.5	»	Эпоха 6
13	То же, в 6 км выше по течению р. Орхон	»	6.4 ± 0.5	»	»
Плиоцен					
14	Базальты в основании 120-метровой террасы р. Орхон, против вулкана Дулан-Хара	Хиргис-нурский горизонт	4.0 ± 0.5	»	Эпоха Гильберт
15	Базальты, слагающие среднюю часть 225-метровой террасы р. Чулуту	Хиргис-нурский горизонт	4.0 ± 0.25	прямая (N)	Эпизод Нунивак? (4.0 - 4.2 млн. лет)
16	Базальты, слагающие среднюю часть 225-метровой террасы р. Чулуту	»	3.8 ± 0.2	обратная (R)	Верхняя часть эпохи Гильберта
17	То же, в 25 м выше обр. 1	»	3.6 ± 0.2	»	
18	Верхний горизонт базальтов в разрезе 90-метровой террасы р. Орхон, подстилаемый плиоценовыми отложениями	Шамарский горизонт	3.2 ± 0.1	»	Эпоха Гаусс (? эпизод Маммут)
19	Базальты 15-метровой террасы р. Орхон	Туин-гольский горизонт	1.8 ± 0.1	прямая (N)	Эпоха Матуяма (? эпизод Гилза)

Окончание таблицы

№ п/п	Местоположение	Стратиграфическая позиция	K-Ar или ТЛ дата	Палеомагнитная характеристика	Положение в палеомагнитной шкале
20	Базальты верхней части 120-метровой террасы р. Орхон	»	1.5 ± 0.1	»	»
21	Свита туин-гол в разрезе Хиргис-Нур-2	»	820 ± 85 тыс. лет (ТЛ)	обратная (R)	Эпоха Матуяма, верхняя часть
22	Свита туин-гол в разрезе Кобдо	»	интервал от 800 ± 80 до 1.100 ± 120 тыс. лет (ТЛ)	»	»

Плейстоцен

23	Суглинки свиты гошу, обожженные базальтом в разрезе 75-метровой террасы р. Чулуту	Нижний плейстоцен	520 ± 75 тыс. лет (ТЛ)	прямая (N)	Эпоха Брюнес
24	Озерные глины в разрезе Чоно-Хариах над плиоценовыми отложениями	Средний плейстоцен	интервал от 320 до 360 ± 35 тыс. лет (ТЛ)	обратная (R)	Эпоха Брюнес (? эпизод Бива 3)
25	Озерные пески в разрезе Хиргис-Нур-2	»	280 ± 29 тыс. лет (ТЛ)	»	Эпоха Брюнес (эпизод Чаган)
26	Озерные глины в разрезе Улан-Хус	Верхний плейстоцен	105 ± 9 тыс. лет (ТЛ)	»	Эпоха Брюнес (? эпизод Блейк)

в диапазоне 320 ± 35 до 365 ± 42 тыс. лет оказались обратномагнитными. Возможно, они отвечают эпизоду Бива 3 в эпохе Брюнеса. По разрезу Хиргис-Нур-2 в озерных отложениях с ТЛ датой 280 ± 40 тыс. лет также установлена R-намагниченность пород. Вероятно, этот эпизод может коррелироваться с эпизодом Чаган, впервые выявленном в Горном Алтае (Разрез новейших отложений ..., 1978). Узкий R-эпизод с ТЛ датой 105 ± 9 тыс. лет установлен в озерно-ледниковых глинах разреза Улан-Хус в долине р. Кобдо. Вероятно, он может отвечать эпизоду Блейк эпохи Брюнес.

Естественно, следующим шагом после построения первой рабочей региональной магнитостратиграфической схемы Монголии должна быть сделана попытка сравнения ее с существующими магнитостратиграфическими схемами. В качестве эталонной нами взята схема В. Харланда (Harland *et al.*, 1982). Обсуждать меловую и палеоценовую часть разреза в связи с фрагментарностью опробованных нами разрезов преждевременно.

Для хайчинского горизонта (средний - верхний эоцен, интервал 47 - 37 млн. лет) отмечается преимущественно прямая (в низах) и обратная (в верхах) магнитность пород, что находит определенное сходство в сравниваемой шкале на уровне лютетского и бартонского ярусов.

В эргилин-дзойском горизонте (нижний олигоцен, интервал 37 - 32 млн. лет) низы разреза

имеют преимущественно обратную, а верхи - прямую намагнитченность, как и в сравниваемой схеме на уровне рюпельского яруса.

Шандгольский горизонт (средний - верхний олигоцен, интервал 32 - 23 млн. лет) наиболее полно охарактеризован палеомагнитными данными и K-Ar датировками. Он имеет знакопеременную, как и в схеме В. Харланда, намагнитченность и в целом соответствует хаттскому ярусу Европы (Девяткин, 1981). Намагниченность базальтов с датами 28 - 32 млн. лет положительная.

Улантологийский горизонт (нижний - средний миоцен, интервал 23 - 15 млн. лет) палеомагнитными исследованиями захвачен лишь по одному опорному разрезу Улан-Тологой, вероятно, в диапазоне 20 - 16 млн. лет. В целом он имеет обратную намагнитченность пород, что также подтверждается палеомагнитными данными датированных (K-Ar) горизонтов базальтов (18.9; 17.0; 16.0 млн. лет). У В. Харланда рассматриваемый интервал шкалы имеет знакопеременную полярность, но датированные нами интервалы в общем совпадают с зонами обратной полярности. Изученная часть миоценового разреза по биостратиграфическим, и также палеомагнитным и радиологическим данным скорее всего отвечает бурдигалу европейской схемы (Девяткин, 1981).

Корреляция верхов миоцена и плиоцена (алтантэлийский и хиргис-нурский горизонты) со шкалой Кокса дана ранее (Девяткин, 1981; Певзнер

и др., 1982). По стратотипу свиты хиргис-нур установлено, что этот интервал разреза отвечает эпохе Гильберта, 5 и 6 зонам, т.е. лежит в диапазоне от 3.3 до 6.8 млн. лет, что подтверждается полученными радиологическими датировками, лежащими в диапазоне от 6.4 до 3.2 млн. лет. Эти горизонты отвечают, по-видимому, верхам меотиса, понту и киммерию восточноевропейской или мессинию - занклию западноевропейской схем.

Шамарский горизонт верхнего плиоцена четко ограничивается датировками в диапазоне 3.2 - 1.8 млн. лет. По палеомагнитным данным он отвечает эпохам Гаусса и нижней части Матуяма и по биостратиграфическим данным - акчагылу восточноевропейской схемы.

Туингольский горизонт палеомагнитным методом охарактеризован фрагментарно, имеет обратную полярность, контролируемую ТЛ датами в диапазоне 1.1 - 0.8 млн. лет. Он отвечает верхней части эпохи Матуяма и соответствует, вероятно, второй половине апшерона.

По плейстоцену, где не проводились палеомагнитные исследования всего разреза, отметим лишь три обнаруженные эпизода R-полярности в диапазоне ТЛ дат 320 - 365 ± 40 тыс. лет (эпизод Биба - 3?); 280 ± 40 тыс. лет (эпизод Чаган) и 105 ± 9 тыс. лет (эпизод Блейк?) в эпохе Брюнес.

Дальнейшие палеомагнитные исследования на территории Монголии должны быть сосредоточены на остальных стратотипических и опорных разрезах кайнозоя, с обязательным охватом неохарактеризованных интервалов стратиграфического разреза, особенно миоцена и плиоцена. В этом диапазоне стратиграфического разреза возможна наиболее четкая корреляция со шкалой А. Кокса, а, тем самым, и проведение дальних корреляций.

Опорные точки радиологического (К-Аг) и термолюминесцентного датирования, охарактеризованные палеомагнитными данными, приведены в таблице.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-9839).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадамгарав Д., Девяткин Е.В., Лискун И.Г., Певзнер М.А. К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии // Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики. Тр. Сов.-Монг. геол. экспедиции. 1973. Вып. 7. С. 13 - 46.
- Барсболд Р. Биостратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела гобийской части МНР. М.: Наука, 1972. 89 с.
- Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974. Т. III. 358 с.
- Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1981. 195 с.
- Девяткин Е.В., Зажигин В.С. Эоплейстоценовые отложения и новые местонахождения фауны Северной Монголии // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974. С. 357 - 362.
- Девяткин Е.В., Зажигин В.С. Новые местонахождения позднеплиоценовой фауны мелких млекопитающих Северной Монголии // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 100 - 114.
- Девяткин Е.В., Селов С.Б. Базальты и их положение в разрезе осадочного кайнозоя Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 16 - 29.
- Жегалло В.И. Гиппарионы Центральной Азии // Тр. Сов.-Монг. палеонт. экспедиции. 1978. Вып. 7. 151 с.
- Жегалло В.И., Шевырева Н.С. Ревизия геологического строения и новые данные о фауне местонахождения Гашато (палеоцен МНР) // Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976. С. 269 - 279.
- Кайе А., Девяткин Е.В. Морфоскульптурные исследования кварцевых зерен из мезокайнозойских отложений Монголии // Литология и полезн. ископаемые. 1969. № 5. С. 101 - 108.
- Кокс А., Долл Р., Далримпл Д. Палеомагнитная стратиграфия четвертичных отложений // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 592 - 612.
- Корина Н.А. Рельеф долин и впадин Северной Монголии и его развитие в неоген-четвертичное время. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии АН СССР, 1974. С. 1 - 32.
- Корина Н.А., Певзнер М.А., Чичагов В.П. Палеомагнитные исследования в вулканической области Дариганга в юго-восточной Монголии // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканов. М.: Наука, 1973. С. 88 - 96.
- Корина Н.А., Певзнер М.А., Чичагов В.П. Применение палеомагнитного метода при исследовании долин Северной Монголии // Геоморфология. 1974. № 4. С. 36 - 44.
- Логачев Н.А., Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Глуховская Н.Б., Крамаренко Г.С., Шелкопляс В.Н. Кайнозойские отложения Тарятской впадины и долины р. Чулуту (Центральный Хангай) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 8. С. 76 - 86.
- Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А. и др. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 6. С. 3 - 17.
- Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. Новые данные по геологии кайнозоя и геоморфологии Гобийского Алтая // Вестн. ЛГУ, сер. геол., геогр. 1979. № 18. С. 109 - 112.
- Певзнер М.А. Палеомагнетизм и корреляция плиоцен-четвертичных отложений // Международный коллоквиум по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой". М.: Наука, 1972. Т. 1. С. 142 - 151.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Жегалло В.И., Зажигин В.С., Лискун И.Г. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 6. С. 5 - 15.
- Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во Московского университета, 1978. 207 с.

Храмов А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ // Тр. ВНИГРИ. Вып. 116. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 200 с.

Berggren W.A. Cenozoic time-scale – some implications for regional and paleobiography // *Lethaia*. 1972. V. 5. P. 70 - 90.

Berggren W.A., Couvring J.A. van. The late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecology*. 1974. V. 16. № 1/2. P. 1 - 216.

Berkey Ch., Morris F. Geology of Mongolia. 1927. V. 1 - 11. № 4. P. 1 - 475.

Cox A. Geomagnetic reversals // *Science*. 1969. V. 163. № 3864. P. 237 - 245.

Lefeld J. Geology of the Djadokhta Formation at Bayn Dzak (Mongolia) // *Palaeontol. Polon.* 1971. № 25. P. 101 - 130.

Lowrie W., Alvarez W. One hundred million years of geomagnetic polarity history // *Geology*. 1981. V. 9. № 9. P. 392 - 397.

Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn L., Picton C.A.G., Swith A.G., Walters R. A geologic time scale. Cambridge University Press, 1982.

Kielan-Jaworowska Z. New Upper Cretaceous multituberculate genera from Bayn Dzak. Gobi Desert. // *Palaeontol. Polon.* 1970. № 21. P. 35 - 52.



Эволюция биосферы

УДК 561:551.761(4)

БИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛИНОФЛОР ТРИАСА ВОСТОЧНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

© 1994 г. О. П. Ярошенко

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 31.03.93 г.

Приведено сравнение палинофлор триаса Западной и Восточной Европы. Развитие палинофлор свидетельствует о тесной связи их с особенностями фитогеографии, палеоклиматологии, а также с абиотическими событиями, происходившими в триасовое время.

В основу рассмотрения особенностей палинофлор триаса Восточной и Западной Европы положены результаты палинологических исследований этих регионов. К наиболее известным палинофлорам триасовых отложений Восточно-Европейской платформы в настоящее время относятся таковые из разрезов Московской, Печорской и Прикаспийской синеклиз (Кюнтцель, 1965; Макарова, 1969, 1977, Синегуб, 1972; Поземова, 1975; Варюхина, Голубева, 1983; Макарова, Романовская, 1983; Гоманьков и др., 1986; Шелехова и др., 1988; Ярошенко, 1969; Ярошенко и др., 1991).

Палинокомплексы первой половины раннего триаса, определенные предположительно индским возрастом, были изучены из сероцветных прослоев красноцветных толщ континентальных отложений вохминского горизонта Московской синеклизы, нижней подсвиты чаркабожской свиты Печорской и ершовской свиты Прикаспийской синеклиз. Общим для этих комплексов следует отметить присутствие заметного числа разнообразной ребристой пыльцы группы *Striatites* совместно с неребристыми формами, многочисленной пыльцой рода *Cuscadopites*. Значительная роль ребристой пыльцы в ассоциации с пыльцой родов *Cuscadopites*, *Gnetaceapollenites*, при участии спор птеридофитов и плауновидных родов *Densoisporites* и *Kraeuselisporites* несколько отличает комплексы Московской и Прикаспийской синеклиз от пыльцы Печорской синеклизы. Содержание большого количества пыльцы подобного типа в первых двух регионах сближает комплексы первой половины нижнего триаса с верхнепермскими. Палинофлора нижней подсвиты чаркабожской свиты Печорской синеклизы, включающей как ребристую, так и монокольчатую пыльцу и споры птеридофитов, отличается массовым развитием спор каватного строения родов *Aratri-*

sporites, *Pechorosporites* при участии представителей родов *Densoisporites*, *Kraeuselisporites*, *Lundbladispора*. Этот комплекс обнаруживает также тесную связь с комплексом верхней перми, в котором, по данным В.Д. Тельновой (Енцова и др., 1974), изобилуют споры.

Палинофлоры первой половины нижнего триаса Восточно-Европейской платформы, отличающиеся богатым и разнообразным составом микоспор, сближаются с "комплексами *Protohaploxypinus* и *Taeniaesporites*" из отоцеровых слоев мыса Стош Восточной Гренландии (Balme, 1979), хотя и представленными низким таксономическим разнообразием. В нижнем "комплексе *Protohaploxypinus*" отмечены ребристые формы пыльцы, характерные для цехштейна Западной Европы. Наибольшее сходство восточноевропейских палинофлор выявлено с комплексом зоны *Lundbladispора obsoleta* – *Protohaploxypinus pantii*, установленного в нижнем пестром песчанике в Западной Польше (Orłowska-Zwolinska, 1984). В нем отмечена также многочисленная пыльца *P. pantii* и другие таксоны пыльцы ребристого строения, которые по замечанию автора, являются типичными для верхней перми. Совместно с этой пыльцой обнаружены регулярные находки спор плауновидных родов *Lundbladispора*, *Densoisporites*, *Kraeuselisporites* и спор птеридофитов.

Таким образом, главная особенность палинофлор первой половины раннего триаса как Восточно-Европейской платформы, так и сравниваемых регионов заключается в присутствии в их составе значительного количества ребристой и неребристой пыльцы, сближаемой с группами хвойных и птеридоспермовых растений, участии спор птеридофитов и плауновидных, причем роль последних проявится в значительной степени во

второй половине раннего триаса. В основе наметившейся близости рассматриваемых палинофлор находятся, по-видимому, сходные палеогеографические условия, обусловленные развитием континентальных отложений, представленных аллювиальными, аллювиально-озерными и озерными фациями как на Восточно-Европейской платформе, так и в Западной Европе. Климат этого времени был достаточно жарким и периодически засушливым, на что указывает первичная, преимущественно красноцветная окраска пород. Палинофлора Печорской синеклизы, связанная с близкими фациальными условиями, отличается от других палинофлор господством спор плауновидных и птеридофитных, отражающих, по-видимому, фитогеографические особенности Ангарской палеофлористической области, к которой она принадлежала (Добрускина, 1982; Мейен, 1987).

Среди палинофлор второй половины раннего триаса, отличающихся менее разнообразным составом, на первый план выступает палинофлора, содержащая многочисленные споры *Densoisporites nejburgii* в ассоциации с известными спорами птеридофитов и пылью рода *Taeniaesporites* (*Lunatisporites*). Основные находки *D. nejburgii*, принадлежащие плауновидному растению *Pleuromeia* с остатками этого растения, известны из отложений рыбинского горизонта (паршинские слои), датированных раннеоленинским возрастом Московской синеклизы (Нейбург, 1960; Кюнтцель, 1965; Добрускина, 1974; Ярошенко, 1975; Гоманьков и др., 1986), верхней подсвиты куманской свиты Восточного Предкавказья (Добрускина, 1977; Арефьев, Шелехова, 1991). Большое количество этих спор в отложениях верхней подсвиты чаркабужской свиты Печорской синеклизы послужило основанием выделить в этом подразделении комплекс с *D. nejburgii*—*Lundbladispora variabilis* (Ярошенко и др., 1991). Доминирование этих спор в среднем пестром песчанике Западной Польши позволило установить комплекс зоны *D. nejburgii* (Orłowska-Zwolińska, 1984). Распространение спор *D. nejburgii* известны и в более молодых отложениях оленекского яруса и его эквивалентах, где обозначились также пики их развития. Это в богдинской свите на горе Большое Богдо (Синегуб, 1972), в спетских отложениях совместно с *Tirolites cassianus* и многочисленными шиповатыми акритархами в Доломитовых Альпах Италии (Visscher, 1974), а также в верхней части среднего пестрого песчаника Германского бассейна (Schulz, 1964; Reitz, 1985). Обильные находки этих спор с многочисленными шиповатыми акритархами, обнаруженные в низах ачешбокской свиты в разрезе р. Тхач на Западном Кавказе, позволяют предположить позднеоленинский возраст этих отложений (Ярошенко, 1978). Массовое распространение *D. nejburgii* и макроостатков плевромейевого растения совпадает по

времени с обширной оленекской трансгрессией, происходившей одновременно как в бореальной, так и тетической областях (Верхнепермские ..., 1984; Лозовский, 1991). Последнее свидетельствует о важном абиотическом событии. По-видимому, неслучайны скопления макро- и микроостатков этих плауновидных растений, которые приурочены как к аллювиально-озерным, озерным фациям, широко распространенным в Восточно-Европейской платформе, так и к отложениям побережий Тетиса и Бореальной области (Добрускина, 1982).

Палинофлоры среднего триаса Восточно-Европейской платформы и Западной Европы претерпевают существенные изменения, особенно во второй половине этой эпохи. Формирование среднетриасовых комплексов миоспор, предположительно анизийского возраста, в районах Восточно-Европейской платформы характеризуется развитием многочисленной пыльцы группы *Disaccites*, представленной *Illinites chitonoides* Klaus, *Voltziaceasporites heteromorpha* Klaus, *Angustisulcites klausii* Freud., *Microcachrydites* spp., *Colpectopollis* sp., *Minutosaccus* spp. в ассоциации разнообразных и характерных спор птеридофитов родов *Concentricisporites*, *Perotrilites*, *Duplexisporites*, небольшого участия ребристой пыльцы и единичных находок *D. nejburgii*. Количественные соотношения пыльцы и спор в палинокомплексах Печорской и Прикаспийской синеклиз примерно равные (Голубева, 1979; Макарова, 1969; Поземова, 1975). Близкие черты таксономического состава наблюдаются в ассоциациях нижнего и среднего раковинного известняка Западной Европы, изученных на территории Франции (Taugourdeau-Lantz, 1974, 1983; Doubinger, Adloff, 1981; Adloff *et al.*, 1982), Нидерланд (Visscher, Commissaris, 1968), Германии (Reitz, 1985), которые отличаются от восточно-европейских доминированием пыльцы. Среди последней преобладают роды *Microcachrydites*, *Triadispore* с участием *Illinites*, *Voltziaceasporites*, *Angustisulcites* совместно с характерными спорами птеридофитов.

В палинофлоре верхнего раковинного известняка, рассматриваемого эквивалентом ладинского яруса, примерно его нижней части, состав миоспор заметно меняется. Среди пыльцы видную роль играет род *Minutosaccus*, появляется характерная одномешковая пыльца *Heliosaccus dimorphus* Madler. Наиболее важными отличительными признаками этой палинофлоры являются споры плауновидного рода *Aratrisporites*, получившие массовое развитие с участием характерных спор, количество и разнообразие которых значительно в отложениях нижнего кейпера (Orłowska-Zwolińska, 1977; Düringer, Doubinger, 1985; Reitz, 1985). Другой характерной чертой палинофлоры верхнего раковинного известняка является массовое развитие

акритарх, свидетельствующих о проявлении морской трансгрессии (Reitz, 1985).

Примером аналогичной палинофлоры на Восточно-Европейской платформе может служить палинофлора в разрезах Прикаспийской синеклизы, где также обнаружены обильные находки спор рода *Aratrisporites*. Совместно с ними увеличивается количество спор: *Leschikisporis aduncus* (Lesch.) Pot., *Converrucosporites* spp., *Keuperisporites baculatus* Schulz, присутствуют единичные экземпляры *Kuglerina meieri* Scheur., *Paracirculina scutellus* Scheur., а главное — появляются руководящие таксоны *Heliosaccus dimorphus* (= *Accinctisporites*, Ярошенко, 1969) и *Echinisporites iliacoides* Schulz et Krutzsch, стратиграфический ранг которых ограничен в альпийских фациях ладинским ярусом (Visser, Brugman, 1981; Van der Eem, 1983). Сближается эта палинофлора с западно-европейской и по массовой встречаемости акритарх, представленных родами *Micrhystridium*, *Veryhachium*, *Leiosphaeridia*, находки которых совпадают с широким расселением остракод, свидетельствующих о влиянии морской трансгрессии на район Прикаспийской синеклизы в конце среднего триаса, о чем сообщалось В.В. Липатовой (1982).

В палинофлоре верхнего триаса продолжают встречаться таксоны, перешедшие из ладина, кроме *Heliosaccus dimorphus* и *Echinisporites iliacoides*. Однако определяющим для комплексов этого возраста являются характерные миоспоры: *Camarozonosporites rudis* (Leschik) Klaus, *Lycopodiacidites kuepperi* Klaus, *Zebasporites kahleri* Klaus, *Kraeuselisporites cooksonae* (Leschik) Jans., *Ovalipollis pseudoalatus* (Thierg.) Schuurman, *Chasmatosporites apertus* (Rog.) Nilsson, единичные *Granuloperculipollis*, *Corollina* с массовым развитием спор диптериевых. Большинство этих миоспор известны как в палинофлорах альпийских (Bharadwaj, Singh, 1964), так и германских фаций (Klaus, 1960; Kavary, 1972; Dunay, Fisher, 1978; Scheuring, 1978; Orłowska-Zwolinska, 1983; Reitz, 1985). Между тем, в ряде палинофлор Западной Европы наряду с перечисленными таксонами основное значение в карнии приобретает пыльца групп *Triadispora* и *Circumpolles*, причем представители последней появились в ладинских палинокомплексах.

Еще большие особенности обнаруживают ладинско-карнийские палинофлоры Южной Испании (Besems, 1982, 1983), где наряду с *Ovalipollis*, протомonosаккатной и monosаккатной пылью *Kuglerina meieri*, *Patinasporites densus* Lesch., *Vallasporites ignaci* Lesch., играющие определенную роль, на первый план выступает пыльца также групп *Triadispora* и *Circumpolles*, являющаяся индикатором ксерофильных растений, характерных для аридных условий климата (Visser, Van der Zwan, 1981). Последнее подтверждается и литологическими разностями, представленными в

Испании карбонатными и красноцветными отложениями в отличие от сероцветных терригенных образований Прикаспийской синеклизы, в палинокомплексах которых отсутствуют или обнаружены в незначительных количествах элементы ксерофильных растений, свидетельствующие о более умеренном и гумидном климате.

Рассмотренные поздне триасовые, как и ладинские палинофлоры Прикаспийской синеклизы и Западной Европы, относящиеся к Европейско-Синийской палеофлористической области (Добрускина, 1982; Мейен, 1987) содержат в основном сходные ассоциации миоспор. Наряду с этим фитогеографическая провинциальность сказалась на их отличиях, поскольку палинофлора первого региона принадлежит Среднеазиатской, а вторая Европейской провинции, отличающейся более аридным климатом, особенно в районах, прилегающих к Средиземноморью.

В заключение следует отметить, что несмотря на фациальные или фитогеографические особенности, рассмотренные палинофлоры выявили последовательную смену ассоциаций, отражающих эволюционное их развитие. Последнее, по-видимому, связано в общих чертах с этапами развития как морской, так и континентальной биот, которые отражают этапы развития осадочных бассейнов (Верхнепермские ..., 1984; Лозовский, 1991; Bilal et al., 1987). Так массовая вспышка спор плауновидных, относящихся к плевромейевым растениям рода *Densosporites* в верхней половине раннего триаса, затем и рода *Aratrisporites* совместно с акритархами в ладинское время, проявившаяся одновременно в районах Восточно-Европейской платформы и Западной Европы, совпала соответственно с оленекской и ладинской трансгрессиями, которые являются крупными абиотическими событиями, связанными с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана (Верхнепермские ..., 1984; Лозовский, 1991).

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (№ 93-05-9087).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арефьев М.П., Шелехова М.Н. Палинологическое обоснование возраста паршинских слоев нижнего триаса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 2. С. 73 - 77.
- Варюхина Л.М., Голубева Л.П. Палинологические комплексы триасовых отложений Тимано-Печорской провинции и их коррелятивы // Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. Материалы IV палин. конф. (Тюмень, 1981). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 101 - 107.
- Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. Москва: Недра, 1984. 139 с.
- Голубева Л.П. Комплексы миоспор триасовых отложений стратотипических разрезов Большесынинской впадины Предуральяского прогиба // Стратиграфия

триаса Урала и Предуралья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 87 - 143.

Гоманьков А.В., Кюнтцель М.К., Мейен С.В. Новые данные о растительных остатках верхней перми и нижнего триаса Русской платформы. Деп. в ВИНТИ 24.11.1986, № 7994-В. М., 1986. 95 с.

Добрускина И.А. Триасовые лепидофиты // Палеонтол. журн. 1974. № 3. С. 111 - 124.

Добрускина И.А. Палеонтологическое обоснование нижне- и верхнетриасовых отложений Восточного Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. Вып. 4. С. 94 - 102.

Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. 196 с.

Енцова Ф.И., Калантар И.З., Голубева Л.П., Тельнова В.Д. Граница перми и триаса в Северном Приуралье // Сов. геология. 1974. № 2. С. 105 - 118.

Кюнтцель М.К. Палинологическая характеристика верхнепермских и нижнетриасовых отложений бассейна р. Ветлуги и Волго-Унжинского междуречья в пределах Костромской области // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 75 - 80.

Липатова В.В. Палеогеография в триасовый период // Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности. М.: Недра, 1982. С. 94 - 112.

Лозовский В.Р. Раннетриасовый этап развития Западной Лавразии. Автореф. дис. ... доктора геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1991. 51 с.

Макарова И.С. Палинологические комплексы триаса северо-западной части Прикаспийской впадины // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1969. Вып. 5. Ч. 1. Мезозой. С. 50 - 60.

Макарова И.С. Палинозоны триаса Прикаспийской впадины и юга Предуральяского прогиба // Методы интерпретации палинологических данных. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1977. Т. 279. Л. 36 - 41.

Макарова И.С., Романовская Г.М. Палинологические критерии для расчленения и корреляции триасовых отложений Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. Материалы IV палин. конф. (Тюмень, 1981). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 89 - 93.

Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.

Нейбург М.Ф. *Pleuromeia Corda* из нижнетриасовых отложений Русской платформы. М.: Наука, 1960. 92 с.

Позомова Л.С. Спорово-пыльцевые комплексы триаса Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГНИ. М., 1975. Вып. 171. С. 75 - 81.

Синегуб В.П. Листовая флора, споры и пыльца // Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1972. С. 3 - 164.

Шелехова М.Н., Вольчекурский Л.Ф., Волосаев В.А., Мусихин В.П., Перевозчикова И.Г., Яковлев И.П. Биостратиграфия средне-верхнетриасовых отложений Восточного Прикаспия (по палинологическим данным) // Палеонтол. сб. Издательское объединение

"Вища школа" при Львовском гос. университете, 1988. № 25. С. 84 - 91.

Ярошенко О.П. Мнеспоры в континентальных отложениях триаса Прикаспийской впадины и их значение для стратиграфии // Сов. геология. 1969. № 5. С. 66 - 73.

Ярошенко О.П. Морфология спор *Pleuromeia rossica* и *Densosporites nejburgii* // Палеонтол. журн. 1975. № 3. С. 101 - 106.

Ярошенко О.П. Комплексы мнеспор и стратиграфия триаса Западного Кавказа. М.: Наука, 1978. 125 с.

Ярошенко О.П., Голубева Л.П., Калантар И.З. Мнеспоры и стратиграфия нижнего триаса Печорской синеклизы. М.: Наука, 1991. 135 с.

Adloff M.C., Doubinger J., Geisler D. Étude Palynologique et sedimentologique dans le muschelkalk moyen de Lorraine // Sci. de la Terre. 1982. Т. XXV, № 2. Р. 91 - 104.

Balme B.E. Palynology of Permian Triassic boundary beds at Kap Stosch East Greenland // Medd. Gronland. 1979. V. 200. № 6. Р. 1 - 37.

Besems R.E. Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 4. On the Triassic of the External Zone of the Beltic Cordilleras in the Province of Jaén, Southern Spain (with a note on the presence of Cretaceous palynomorphs in a presumed "Keuper" section) Proc. Kon. Ned. Acad. Wet. 1982. Bd. 85. № 1. Р. 1 - 27.

Besems R.E. Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 3. Palynology of the Hornos-Siles Formation (Prebetic Zone Province of Jaén, Southern Spain) with Additional Information on the Macro- and Microfaunas Österr. Akad. wiss. Schriften Erdwiss. Kom. 1983. Bd. 5. Р. 37 - 56.

Bharadwaj D.C., Singh H.-P. An Upper Triassic miospore assemblage from the coals of Lunz, Austria // Palaeobotanist. 1964. V. 12. № 1. Р. 28 - 44.

Bilal U., Hardenbol J., Vall P.R. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Science. 1987. V. 235. № 4793. Р. 1156 - 1166.

Doubinger J., Adloff M.C. Précisions palynologiques sur l'âge Anisien moyen du gisement a plants du Trias des Lavaredes (se de Lodève s de France) // Sci. Geol. Bull. 1981. V. 34. № 4. Р. 239 - 243.

Dunay R.E., Fisher M.J. The Karnian palynoflora succession in the Northern Calcareous Alps, Lunz-am-See, Austria // Pollen et Spores. 1978. V. 20. № 1. Р. 177 - 187.

Duringer Ph., Doubinger J. La Palynologie: un outil de caractérisation des facies marins et continentaux a la limite Muschelkalk superieur-Lettenkohle // Sci. Geol. Bull. 1985. V. 38. № 1. Р. 19 - 34.

Kavary E. Significant Upper Triassic microspores from Bleiberg, Austria // Jb. Geol. Bundesanst. Sonderbd. 1972. V. 19. Р. 87 - 100.

Klaus W. Sporen der karnischen Stufe der Ostalpinen Trias // Jb. Geol. Bundesanst. Sonderbd. 1960. V. 5. Р. 107 - 183.

Orłowska-Zwolinska T. Palynological correlation of the Bunter and Muschelkalk in selected profiles from Western Poland // Acta Geol. 1977. V. 27. № 4. Р. 417 - 430.

Orłowska-Zwolinska T. Palinostatygrafia epikontynentalnych osadów Wyzszego Triasu w Polsce // Prace Inst. Geol. CIV. 1983. Warszawa. Р. 5 - 89.

- Orłowska-Zwolińska T.* Palynostratigraphy of the Bunsandstein in section of Western Poland // *Acta palaeontol. Polonica*. 1984. V. 29. № 3/4. P. 161 - 194.
- Reitz E.* Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen // *Abhandl. geol. Hessen*. 1985. Bd. 86. 36 s.
- Scheuring B.W.* Microfloren aus den Meridekalken des Mte. San Giorgio (Kanton Tessin) // *Schweizerische Paläontol. Abhandl. Mem. suisses de Paleontol.* 1978. V. 100. 205 s.
- Schulz E.* Sporen und pollen aus dem Mittleren Bunsandstein des Germanischen Beckens // *Monatsber. Dt. Akad. Wiss.* 1964. Bd. 6. H. 8. S. 597 - 606.
- Taugourdeau-Lantz J.* Première étude des spores du Trias moyen de Gabian (bordure Sud de la Monagne, Noir, France) // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1974. V. 17. № 1 - 2. P. 149 - 159.
- Taugourdeau-Lantz J.* Associations palynologiques définies dans le Trias Languedocien (France): interprétation stratigraphique // *Cahiers de Micropaléontologie*. 1983. V. 3. P. 5 - 19.
- Van der Eem J.G.L.A.* Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 6. Palynological investigations in the Ladinian and Lower Karnian of the western Dolomites, Italy // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1983. V. 39. P. 189 - 300.
- Visscher H.* The impact of palynology on Permian and Triassic stratigraphy in western Europe // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1974. V. 17. № 1/2. P. 5 - 19.
- Visscher H., Brugman W.A.* Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe // *Rev. Paleobot. and Palynol.* 1981. V. 34. P. 115 - 128.
- Visscher H., Commissaris A.L.T.M.* Middle Triassic pollen and spores from the Lower Muschelkalk of Winterswijk (the Netherlands) // *Pollen et Spores*. 1968. V. 10. № 3. P. 161 - 176.
- Visscher H., Van der Zwan C.J.* Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic: Phytogeographical and palaeoclimatological implications // *Geol. Rundschau*. 1981. V. 70. P. 625 - 634.

УДК 563.12:551.762.33(477.75+569.1)

СРАВНЕНИЕ ТИТОНСКИХ ФОРАМИНИФЕР КРЫМА И СИРИИ

© 1994 г. Т. Н. Горбачик*, К. И. Кузнецова**

*Московский Государственный университет, 119899 Москва, Ленинские горы, Россия

**Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 12.04.93 г.

На основании изучения титонских фораминифер из терригенных и карбонатных фаций Крыма и Сирии выявлено следующее. Систематическое разнообразие сообществ достигает максимальных значений в терригенных отложениях Крыма. Карбонатные фации этого региона характеризуются меньшим разнообразием при доминировании крупных литуоид со сложным альвеолярным строением стенки. В Сирии эти соотношения выдерживаются, хотя систематический состав танатоценозов несколько беднее. В палеобιοгеографическом отношении бентосные ассоциации фораминифер сравниваемых регионов включают тетические тропические эндемики (Сирия), субтетические субтропические формы (Крым и Сирия) и бореально-космополитные широко распространенные элементы. Последние по числу таксонов достигают 94% в Крыму и 60% в Сирии, однако по плотности популяций они никогда не являются доминантными. В титоне Сирии доминируют тропические эндемики; в Крыму – субтропические формы. Эндемизм бентосных фораминиферовых сообществ титонского возраста проявляется в Сирии на уровне семейств и родов (2 семейства и 5 родов). По доминантным группам можно выделить два подтипа в составе тетического цикламминидово-пфендеринидового типа фауны фораминифер. Первый, характерный для карбонатных фаций Крыма – цикламминидово-трохолинидовый и второй – собственно цикламминидово-пфендеринидовый, распространенный в титоне Сирии.

Завершающий этап юрской истории развития морских бассейнов и населявшей их биоты представляет особый интерес для палеонтологов и стратиграфов, так как с ним связано начало крупнейших преобразований многих групп органического мира, перестройка структурного плана, размеров, глубин, типов седиментогенеза и других абиотических параметров бассейнов в пределах мезозойского океана Тетис.

Располагая значительным материалом по титону Крыма и Ближнего Востока (Сирия), собранным в процессе многолетних полевых исследований, авторы ставили перед собой задачу провести сравнительное изучение фораминифер, обитавших в титонское время в пределах северной краевой части Тетиса (субтетический тип фораминифер, развитый в Крыму), и сообществ, существовавших в тропической экваториальной зоне (тетический тип фауны фораминифер, характерный для Сирии и сопредельных с ней стран Восточного Средиземноморья).

Представлялось существенным выяснить систематический состав, структуру сообществ, степень влияния на них важнейших абиотических факторов, приуроченность тех или иных видовых ассоциаций к определенным зонам бассейна и фациям, уровень эндемизма и т.д.

Следует отметить, что материал, которым располагали авторы, был неравноценен. По Крыму образцы были собраны практически из всех районов развития титонских пород, как из карбонат-

ных, так и из терригенных фаций. Фораминиферы были изучены в шлифах и в выделенном состоянии. Иными словами, картина развития титонских ассоциаций фораминифер в Крыму сложилась достаточно полная. Что касается Сирии, то здесь материал был менее полный и представительный прежде всего потому, что выходы титонских пород здесь ограничены и мозаичны. Они локализованы, в основном, в юго-западной части страны в пределах горной системы Анти-Ливана, где известны в виде отдельных обнажений небольшой мощности (2 - 30 м). Литологически они представлены, в основном, карбонатными глинами и рыхлыми мелоподобными мергелями с подчиненными прослоями известняков, преимущественно афанитовых, реже органогенно-обломочных и оолитово-детритовых.

В западной части Сирии в горной системе Приморских хребтов титонские отложения, ранее считавшиеся здесь отсутствующими, изучены нами в разрезе у г. Кадмус, где они несогласно залегают на породах келловее и представлены пачкой переслаивания карбонатных глин с подчиненными прослоями известняков. В центральной части Сирии, в Пальмиридах, а также на севере в Курд-Даге, титонские отложения не установлены.

Таким образом, в Сирии мы смогли изучить титонские отложения и связанные с ними фораминиферы всего в двух местонахождениях и четырех разрезах, из которых было отобрано около 30 образцов.

Таблица 1. Признаки титонских отложений Крыма и Сирии

	Крым	Сирия
Положение региона в системе океана Тетис	Северная краевая часть. Субтропическая область	Южная краевая часть. Тропическая область
Распространение	Повсеместное, в области развития юрских осадков	Ограниченное, мозаичное. Юго-запад Сирии, Анти-Ливан, Центральная часть Приморских хребтов
Литологический состав	Известняки пелитоморфные, органогенно-обломочные, онколитовые, глины карбонатные, флишеподобные толщи переслаивания глин, алевролитов, известняков	Глины карбонатные, глинистые мергели, известняки афанитовые, органогенно-обломочные
Мощность	До 3500 м	До 80 м
Зоны палеобассейна	Карбонатная платформа. Верхняя и нижняя сублитораль	Карбонатная платформа. Верхняя и нижняя сублитораль

Однако, несмотря на то, что крымский материал значительно полнее характеризует изученный стратиграфический отрезок, авторы считают целесообразным привести результаты сравнительного исследования фораминифер из титона Крыма и Сирии, которые в конце юры входили в единую систему мезозойского океана Тетис, но формировались в бассейнах, различающихся многими особенностями (табл. 1).

Современные территории Крыма и Сирии на протяжении титонского и берриасского времен представляли собой части единого большого Средиземноморского бассейна. Их акватории были расположены приблизительно на одной долготе, но широтное их расположение отличалось более значительно. На географических картах Крым и Сирия расположены в пределах 33° - 36° в.д., Крым – в пределах 43° - 45° с.ш., а Сирия – 33° - 35° с.ш. Географическое положение и соответствующие климатические условия этих регионов определили как сходство, так и различие между их биотами. Если Сирия тяготела к южной части Средиземноморской области Тетического пояса, то Крым относился к ее северной окраине, и в то время, как фауна фораминифер титона и берриаса Сирии может быть отнесена к тетическому типу, то в Крыму она является субтетической (Горбачик, Кузнецова, 1991).

ТИТОН КРЫМА

Отложения титона широко распространены на территории полуострова и характеризуются значительным фаціальным разнообразием. Титон западной и центральной частей Главной гряды Крымских гор сложен преимущественно известняками (рис. 1). Это отложения карбонатной платформы, типичной для титона и частично берриаса средиземноморской части Тетического пояса. Отложения титона накапливались в условиях теплого мелководного бассейна, для них характерно присутствие устричных банок, остатков ко-

раллов, рудистов, гастропод, морских ежей, различных водорослей, фораминифер. Известняки титона очень разнообразны по составу – от криптокристаллических и пелитоморфных до органогенно-обломочных, брекчированных, рифовых, онколитовых, онколитово-детритовых.

В разрезах Юго-Западного Крыма, например, в районе с. Дружное, толща титонских известняков включает многочисленные прослои конгломератов мощностью до 1 м, отвечающие уровням размыва и свидетельствующие о близости береговой линии. Встречаются и прослои мергелистых известняков. В районе Айпетринской Яйлы в отложениях нижнего титона местами наблюдаются пачки органогенно-обломочных известняков, содержащие массовые скопления крупных раковин фораминифер *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger) (Мамонтова, 1976). В обнажениях верхнего титона того же района вдоль шоссе Соколиное–Ай-Петри и над верховьями Большого каньона среди толщи органогенно-обломочных известняков встречаются мергелистые прослои, переполненные раковинами того же вида. В плотных органогенно-обломочных известняках в этих обнажениях также содержатся многочисленные остатки дазикаловых водорослей, среди которых часто присутствует вид *Kopetdagaria iailensis* Maslov.

Область синклиория Восточного Крыма характеризуется иными фациями титона. Здесь преобладают флишеподобные толщи, состоящие из переслаивания алевролитов, глин и брекчированных обломочных известняков, а также песчаники и конгломераты.

Мощная толща флишеподобного переслаивания характерна для титона района Феодосии (Кузнецова, Горбачик, 1985). В то же время в 13 км к северо-западу от Феодосии скважинами Тамбовская 1 и Тамбовская 3 вскрыты отложения верхнего титона в карбонатной фации с такими же массовыми скоплениями раковин *Anchispirocyclina lusitanica*, что и в известняках и мергелях Юго-Западного Крыма (Волошина, 1974, 1976). Мощ-

ность отложений титона в Крыму довольно значительна и изменяется от нескольких сотен до 1500 - 3500 м. Как правило, они с несогласием залегают на отложениях кимериджского и даже оксфордского ярусов.

В отличие от принятого в Западной Европе трехчленного деления, Е.А. Успенская (1969) по особенностям развития аммонитов подразделяет отложения титона Крыма на два подъяруса. В нижнем титоне по аммонитам ею выделена зона *Cossmatia richteri* – *Glochiceras litographicus*, а в верхнем – зона *Virgatosphinctes transitorius*. По фораминиферам нижнему титону соответствуют слои с *Epistomina ventriosa* – *Textularia densa*, а верхнему – зоны *Astacolus laudatus* – *Epistomina omnino reticulata* и *Anchispirocyclus lusitanica* – *Melathrokerion spirialis* (Кузнецова, Горбачик, 1985).

При сравнительном анализе систематического состава фораминифер в терригенных и карбонатных породах следует сделать вывод о том, что в первом случае он более разнообразен. В терригенных толщах наблюдается большее разнообразие фораминифер, в то время как в карбонатных фациях преобладают литуолиды, преимущественно со сложно построенной стенкой раковины, инволютиниды (род *Trocholina*), мелкие атаксо-

фрагмиды и текстулярииды, единичные миллиолиды, лагениды и эпистоминиды.

Следует заметить, что систематическое разнообразие и число раковин фораминифер в различных образцах даже в одних и тех же фациях очень различно. Максимальным оно является в карбонатных глинах и органогенных известняках, особенно в рыхлых прослоях внутри толщи органогенных известняков. В последнем случае наблюдаются массовые скопления раковин так называемых “крупных” фораминифер, достигающих иногда размера в несколько миллиметров или даже 1 - 2 см. Это, главным образом, литуолиды со сложной стенкой (*Anchispirocyclus*, *Rectocyclamina*), а также раковины родов *Ammobaculites* и *Trocholina*, их насчитываются сотни и десятки сотен экземпляров.

В глинистых породах из флишеидных толщ число раковин в образце различно – от единичных экземпляров до нескольких десятков, при этом не наблюдается преобладание какого-то одного рода или вида, но в некоторых случаях основную массу составляют представители родов *Epistomina*, *Lenticulina*, *Trocholina*. Как правило, здесь развиты “мелкие” фораминиферы, размер которых в

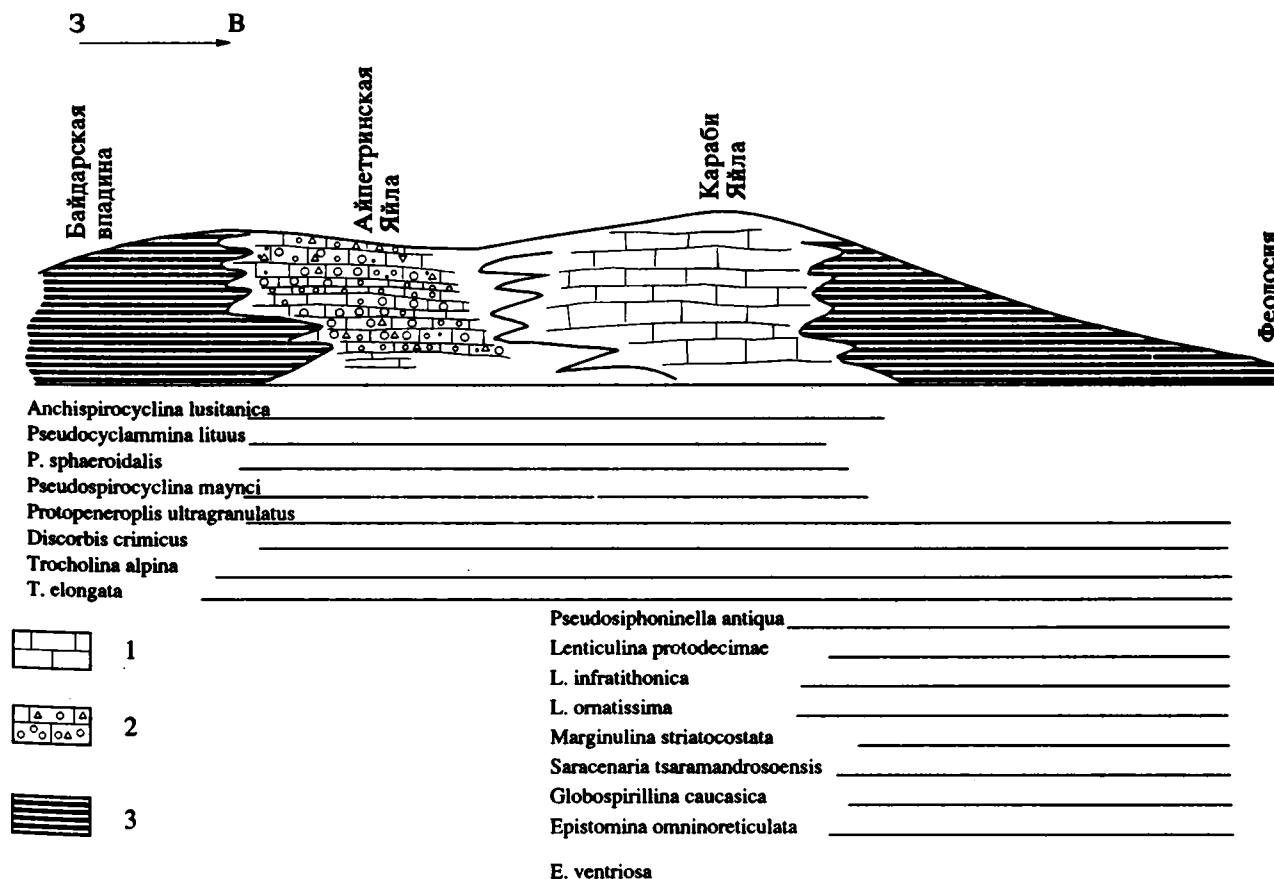


Рис. 1. Схема изменения фаций титонских отложений Горного Крыма (по материалам М.В. Муратова, 1960).

1 – известняки; 2 – брекчиевидные известняки; 3 – глины.

среднем составляет 0.3 - 0.5 мм и отсутствуют крупные литуолиды со сложной стенкой раковины.

ТИТОН СИРИИ

Титонское время является завершающим этапом в юрской истории геологического развития Сирии. Предмеловые поднятия охватили большую часть территории страны и лишь в единичных разрезах сохранились осадки титонского возраста. Они изучены в Анти-Ливане (разрезы Вади Аль Карн, Сед Аль Карн, Вади Фавуар) и в Приморских хребтах в разрезе близ г. Кадмус. Комплексы фораминифер из этих пород, богатейшие по составу, представлены массовым числом особей и включают широко распространенные зональные виды – *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger) и *Melathrokerion eospirialis* Gorb. Единственная зона выделяется в титонских отложениях Сирии, Крыма, Кавказа и может быть установлена в Марокко. Более детально титонские отложения Сирии подразделить не удастся вследствие того, что здесь титон представлен не в полном объеме. Характерной особенностью титонских ассоциаций фораминифер Анти-Ливана является смешанный состав, включающий как тетические и субтетические эндемики, так и космополитные формы. Здесь отмечено сообщество следующего состава: *Gaudryina vadazi* Cushman, et Glaz., *Stomatostoecha compressa* Gorb., *Melathrokerion eospirialis* Gorb., *Alveosepta powersi* Redm., *Verneuilina angularis* Gorb., *Marssonella hehti* Dieni et Mass., *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger), *Pseudocyclammina* sp., *Kurnubia jurassica* Redm. (табл. 3).

Существенно иной по видовому составу комплекс обнаружен в титонских породах в Приморских хребтах (разрез Кадмус), где присутствуют преимущественно тетические эндемики – *Bramkampella arabica* Redm., а также субтетические виды – *Choffatella decipiens* Schlum., *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger), *Pseudocyclammina parvula* Hott., *Feurtillia frequens* Maync, *Torinosuella* sp.

Сообщество очень обильно по количеству раковин присутствующих видов. Оно включает не только собственно титонские виды, но и формы, начинающие свое существование в титоне и продолжающие развитие в меловое время. По-видимому, в указанном разрезе сохранилась самая верхняя часть юрских отложений – верхний титон и переходные слои к берриасу.

Сравнивая систематический состав фораминифер титона Крыма и Сирии (табл. 2), следует отметить не столько их количественные различия (рис. 2), так как материал из этих двух регионов не равноценен, сколько качественные.

Последние прослеживаются на уровне семейств, родов и видов (табл. 3). Наиболее ярким различием является отсутствие в титоне Крыма представителей типично тетического семейства *Pfenderinidae*, в то время как в сирийском матери-

але наблюдаются массовые скопления раковин *Kurnubia jurassica* Redmond, входящей в состав этого семейства. Единственное упоминание о присутствии рода *Kurnubia* в титоне Крыма мы находим в публикации В.Г. Дулуб и Н.Н. Жабиной (1993), где приведено единственное изображение поперечного сечения “раковины” под названием *Kurnubia aff. palastinensis* Henson (таблица III, фиг. 3) из кимеридж-титона Юго-Восточного Крыма (скв. Южно-Видненская I). Однако по строению и по размерам изображенный объект с таким же успехом может быть отнесен к водорослям или гидроидным и точность его определения вызывает большие сомнения.

Вторым важным различием является отсутствие в титоне Крыма таких представителей семейства *Cyclamminidae*, как *Torinosuella* и *Choffatella*; в титоне же Сирии в большом количестве присутствуют *Choffatella decipiens* Schlumberger и встречаются *Torinosuella peneropliformis* (Yabe et Hanzawa).

Не встречен в крымском материале и род *Alveosepta* (сем. *Mesoendothiridae*), представленный в Сирии многочисленными раковинами *Alveosepta powersi* (Redmond).

При изучении ассоциаций фораминифер из многочисленных шлифов известняков и в образцах из рыхлых пород титона Крыма нами не наблюдалось и присутствия типичного представителя семейства *Nautiloculinidae* – *Nautiloculina oolithica* Mohler, характерного для юры Центрального и Восточного Средиземноморья. Следует отметить, что экваториальное сечение раковин этого вида в шлифах несколько напоминает сечение *Melathrokerion spirialis* Gorbachik, значительно отличаясь от последнего меньшей высотой оборотов, большим числом оборотов и камер, прямыми короткими толстыми септами. Видимо, в связи с этим некоторые исследователи указывают на присутствие в титоне и берриасе Крыма *N. oolithica*, приводя на таблице под этим названием изображение *M. spirialis* (Дулуб, Жабина, 1993; таблица I, фиг. 4).

Отличительной чертой титона Крыма по сравнению с титоном Сирии является значительное разнообразие в Крыму представителей отряда *Lagenida* (семейства *Nodosariidae*, *Lenticulinidae*, *Vaginulinidae*, *Polymorphinidae*), приуроченных, главным образом, к терригенным фациям.

Соотношение таксономических, экологических и палеобиогеографических компонентов в танатоценозах титона Крыма и Сирии (рис. 2) показывает, что в составе бентосных сообществ в Крыму преобладают формы с секреторной раковиной, в то время как в Сирии – доминируют агглютинирующие формы. Следует, однако, оговориться, что подобное соотношение характерно в Крыму преимущественно для терригенных фаций, в карбонатных же отложениях преобладают формы с агглютированной раковиной. Если проанализировать распределение терригенных,

Таблица 2. Систематический состав фораминифер в отложениях титона Крыма и Сирии

Семейство, род	Число видов		Семейство, род	Число видов	
	Крым	Сирия		Крым	Сирия
Saccamminidae			Textulariidae		
Saccamina	1		Textularia	1	1
Rhizamminidae			Involutinidae		
Rhizammina	1		Globospirillina	2	2
Ammodiscidae			Trocholinidae		
Glomospira	1		Trocholina	8	1
Glomospirella	1		Ventrolaminidae		
Reophcidae			Protopeneroplis	1	
Reophax	3	2	Ophthalmidiidae		
Haplophragmoididae			Ophthalmidium	1	
Haplophragmoides	3	2	Hauerinidae		
Evolutinella		1	Quinqueloculina	1	1
Lituolidae			Pseudosigmoilina		1
Ammobaculites	2	1	Spirillinidae		
Triplasia	1	1	Spirillina	2	2
Nautiloculinidae		1	Trochospirillina	1	1
Nautiloculina			Conicospirillina		1
Mayncinidae		1	Patellinidae		
Phenacophragma		1	Patellina	2	2
Stomatostoecha	2	1	Nodosariidae		
Placopsilinidae			Nodosaria	3	2
Acruliammina	1		Lagena	2	
Ammosphaeroidinidae			Dentalina	5	
Recurvoides		1	Pseudonodosaria	5	
Haplophragmiidae			Lingulina		2
Haplophragmium	3	2	Tristix	1	
Charentiidae			Frondicularia	2	
Charentia	1	1	Lenticulinidae		
Melathrokerion	2	2	Lenticulina	18	3
Cyclamminidae			Astacolus	5	1
Bramkampella	1	1	Saranacenaria	3	1
Pseudocyclammina	2	4	Vaginulinidae		
Choffatella		1	Citharina	2	1
Torinosuella		1	Vaginulina	2	
Rectocyclammina	1	1	Marginulina	2	
Everticyclammina	1	1	Marginulinita	1	
Mesoendothyridae			Polymorphinidae		
Feurtillia	1	1	Bullopore	1	1
Alveosepta		1	Guttulina	1	2
Spirocyclinidae			Eoguttulina	1	3
Pseudospirocyclina	1	1	Globulina	1	3
Anchispirocyclina	1	1	Ramulina	4	1
Trochamminidae			Conorboididae		
Trochammina	3		Conorboides	1	1
Dorothiidae			Ceratobuliminidae		
Marssonella	1	2	Pseudolamarckina	1	
Dorothia	1	1	Pseudosiphoninella	1	
Pfenderinidae			Epistominidae		
Kurnubia		1	Epistomina	2	2
Verneuilinidae			Discorbidae?		
Verneuilina	2	2	Discorbis?	4	1
Belorussiella	1	1	Buliminidae		
Tritaxiidae			Neobulimina	1	
Tritaxia	1	1			

Таблица 3. Распространение видов фораминифер в титонских отложениях Крыма и Сирии

Верхняя юра		Нижний мел	Роды и виды фораминифер
кимеридж	титон	берриас	
			<i>Saccamina</i> sp.
			<i>Rhizammina indivisa</i> Brady
			<i>Glomospira gordialis</i> Parker et Jones
			<i>Glomospirella gaultina</i> (Berth.)
			<i>Reophax hounstoutensis</i> Lloyd
			<i>R. praestellatus</i> Gorb.
			<i>R. stellatus</i> Neagu
			<i>Haplophragmoides nonioninoides</i> Reuss
			<i>H. subaequalis</i> Mjatl.
			<i>H. globigerinoides</i> (Haeusler)
			<i>H. volubilis</i> Romanova
			<i>Ammobaculites gracilis</i> Bart. et Br.
			<i>A. inconstans inconstans</i> Bart. et Br.
			<i>Triplasia elegans</i> Mjatl.
			<i>Recurvoides limbatus</i> Chapm.
			<i>Nautiloculina oolithica</i> Mohl.
			<i>Phenacophragma</i> sp.
			<i>Stomatostoecha compressa</i> Gorb.
			<i>S. enisalis</i> Gorb.
			<i>Haplophragmium elongatum</i> Dain
			<i>H. lutzei</i> Hanzl.
			<i>H. montratus</i> (Dain)
			<i>Charentia evoluta</i> (Gorb.)
			<i>Melathrokerion spirialis</i> Gorb.
			<i>M. eospirialis</i> Gorb.
			<i>Bramkampella arabica</i> Redm.
			<i>Pseudocyclammina lituus</i> Yokoyama
			<i>P. parvula</i> Hott.
			<i>P. sphaeroidalis</i> Hott.
			<i>P. sulajana</i> Redm.
			<i>Rectocyclammina chouberti</i> Hott.
			<i>Everticyclammina</i> aff. <i>greigi</i> (Henson)
			<i>Choffatella decipiens</i> Schlum.
			<i>Torinosuella peneropliformis</i> Yabe et Hanzawa
			<i>Mesoendothyra croatica</i> Gusić
			<i>Feurtillia frequens</i> Maync
			<i>Alveosepta powersi</i> (Redm.)
			<i>Anchispirocyclina lusitanica</i> (Egger)
			<i>Pseudospirocyclina maynci</i> Hott.
			<i>Trochammina nitida</i> Brady
			<i>T. globigeriniformis</i> (Park. et Jon.)
			<i>T. neocomiana</i> Mjatl.
			<i>Marssonella doneziana</i> Dain

Таблица 3 (продолжение)

Верхняя юра		Нижний мел	Роды и виды фораминифер
кимеридж	титон	берриас	
			<i>M. hehti</i> Dieni et Mass.
			<i>M. oxycona</i> Reuss
			<i>Dorothia praehauteriviana</i> Dieni et Mass.
			<i>Kurnubia jurassica</i> Redm.
			<i>Verneuilina angularis</i> Gorb.
			<i>V. subminuta</i> Gorb.
			<i>Belorussiella taurica</i> Gorb.
			<i>Tritaxia pyramidata</i> Reuss.
			<i>Gaudryina vadazi</i> Cushm. et Glaz.
			<i>Textularia crimica</i> (Gorb.)
			<i>T. densa</i> Hoffm.
			<i>Globospirillina caucasica</i> (Hoffm).
			<i>G. neocomiana</i> (Moullade)
			<i>Trocholina alpina</i> (Leup.)
			<i>T. elongata</i> (Leup.)
			<i>T. solecensis</i> Biel. et Pož.
			<i>T. infragranulata</i> Noth
			<i>T. companella</i> Arnaud
			<i>T. molesta</i> Gorb.
			<i>T. micra</i> Dulub
			<i>T. delphinensis</i> Arnaud
			<i>Protopeneroplis ultragranulatus</i> Gorb.
			<i>Ophthalmidium sigmoiliniiformis</i> Ant.
			<i>Quinqueloculina egmontensis</i> Lloyd
			<i>Pseudosigmoilina milioliniiformis</i> (Paalz.)
			<i>Spirillina elongata</i> Biel. et Poz.
			<i>S. kubleri</i> Mjatl.
			<i>Trochospirillina amoena</i> Dain
			<i>Conicospirillina basiliensis</i> Mohler
			<i>Patellina subcretacea</i> Cushm. et Alex.
			<i>P. turriculata</i> Dieni et Mass.
			<i>P. feifeli</i> (Paalz.)
			<i>Lagena alata</i> Reuss
			<i>L. sztejnae</i> Dieni et Mass.
			<i>Nodosaria pseudohispida</i> Gerke
			<i>N. paupercula</i> Reuss
			<i>Dentalina sublinearis</i> Schw.
			<i>D. legumen</i> Reuss
			<i>D. communis</i> Reuss
			<i>D. pseudocommunis</i> Franke
			<i>D. marginuloides</i> Reuss
			<i>Pseudonodosaria humilis</i> (Roem.)
			<i>P. diversa</i> (Hoff.)
			<i>P. laevigata</i> (Orb.)
			<i>P. brandy</i> Tappan

Таблица 3 (продолжение)

Верхняя юра		Нижний мел	Роды и виды фораминифер
кимеридж	титон	берриас	
			<i>P. tutkowskii</i> (Mjatl.)
			<i>Tristix temirica</i> (Dain)
			<i>Lenticulina undorica</i> K. Kuzn.
			<i>L. macra</i> Gorb.
			<i>L. infravolgensis</i> (Furss. et Pol.)
			<i>L. tsaramondrosoensis</i> Esp. et Sig.
			<i>L. polygonata</i> (Franke)
			<i>L. saxonica bifurcilla</i> Bart. et Br.
			<i>L. subalata</i> Reuss
			<i>L. selecta</i> K. Kuzn.
			<i>L. protodecima</i> Dieni et Mass.
			<i>L. pschehaensis</i> Hoff.
			<i>L. collignoni</i> Esp. et Sig.
			<i>L. aff. karlaensis</i> Dain
			<i>L. perrara</i> K. Kuzn.
			<i>L. nodosa</i> (Reuss)
			<i>L. dilecta</i> Putria
			<i>L. biexcavata</i> (Mjatl.)
			<i>L. ornatissima</i> (Furss. et Pol.)
			<i>L. andromedae</i> Esp. et Sig.
			<i>L. vistulae</i> Biel et Pož.
			<i>Astacolus planiusculus</i> (Reuss)
			<i>A. major</i> Bornemann
			<i>A. incurvatus</i> (Reuss)
			<i>A. bronni</i> (Roem.)
			<i>A. calliopsis</i> (Reuss)
			<i>A. laudatus</i> (Hoff.)
			<i>Saracenaria invenusta</i> Putrja
			<i>S. tsaramondrosoensis</i> Esp. et Sig.
			<i>S. pravoslavlevi</i> Furss. et Pol.
			<i>Planularia poljenovae</i> K. Kuzn.
			<i>P. tricarinnella</i> (Reuss)
			<i>Citharina paucicostata</i> (Reuss)
			<i>C. raricostata</i> (Furss. et Pol.)
			<i>C. flabellata</i> (Gumb.)
			<i>Vaginulina incurvata</i> Reuss
			<i>V. denudata</i> Reuss
			<i>Fronicularia crinica</i> Schokh.
			<i>F. cuspidata</i> Pathy
			<i>Marginulinita pyramidalis</i> (Koch.)
			<i>Marginulina distorta</i> K. Kuzn.
			<i>M. striatocostata</i> Reuss
			<i>Gutullina micra</i> Tairov
			<i>Eoguttulina bifida</i> Dain

Таблица 3 (окончание)

Верхняя юра		Нижний мел	Роды и виды фораминифер
кимеридж	титон	берриас	
			<i>Bullopore rostrata</i> Quenst.
			<i>Ramulina nodosarioides</i> Dain
			<i>R. spandeli</i> Paalz.
			<i>R. aculeata</i> Orb.
			<i>R. spinata</i> Ant.
			<i>Conorboides valandisensis</i> (Bart. et Br.)
			<i>Discorbis</i> ? <i>praelongus</i> Gorb.
			<i>Pseudolamarckina reussi</i> (Ant.)
			<i>Epistomina omnino-reticulata</i> Esp. et Sig.
			<i>E. ventriosa</i> Esp. et Sig.
			<i>E. gorodistchensis</i> Dain, K. Kuzn.
			<i>Discorbis miser</i> Gorb.
			<i>D. crimicus</i> Schokh.
			<i>D. infracretaceous</i> Schokh.
			<i>D. agalarovae</i> Ant.
			<i>Pseudosiphoninella antiqua</i> (Gorb.)
			<i>Neobulimina inversa</i> Ant.

— распространение фораминифер в Крыму.

~~~~~ то же в Сирии.

терригенно-карбонатных и чисто карбонатных фаций и связанных с ними фораминиферовых сообществ на территории Горного Крыма, то можно выявить следующую закономерность.

К карбонатным отложениям Горного Крыма приурочены ассоциации фораминифер, в которых преобладают, или занимают заметное (в количе-

ственном отношении) место формы с агглютинированной раковиной из семейства Cyclamminidae (*Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), *Pseudocyclamina lituus* Yokoyama, *P. sphaeroidalis* Hottinger, *Pseudospirocyclina maynci* Hottinger – рис. 3). Перечисленные виды обладают важным отличительным признаком – сложным альвеолярным

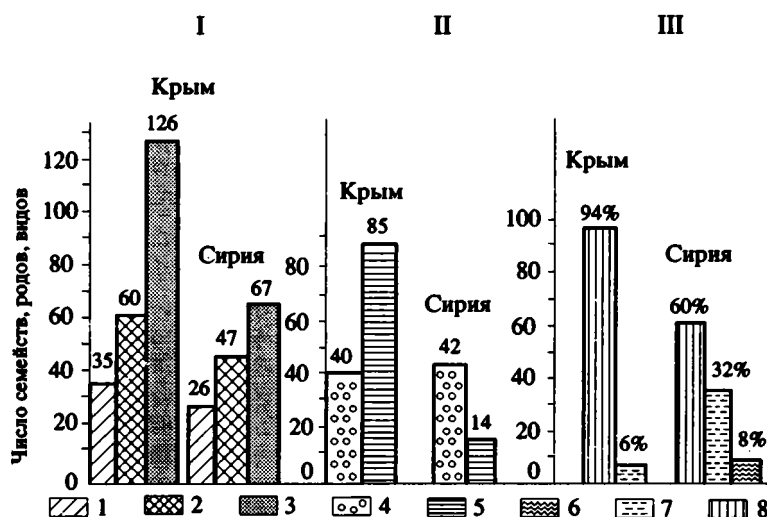


Рис. 2. Соотношение таксономических, экологических и палеобиогеографических компонентов в танатоценозах титонских фораминифер Крыма и Сирии.

I – семейства, роды и виды фораминифер, II – агглютинирующие и секреторные бентосные фораминиферы, III – тетические, субтетические и бореально-космополитные формы. 1 – семейства; 2 – роды; 3 – виды; 4 – агглютинирующие фораминиферы; 5 – секреторные фораминиферы; 6 – тетические; 7 – субтетические; 8 – бореально-космополитные.

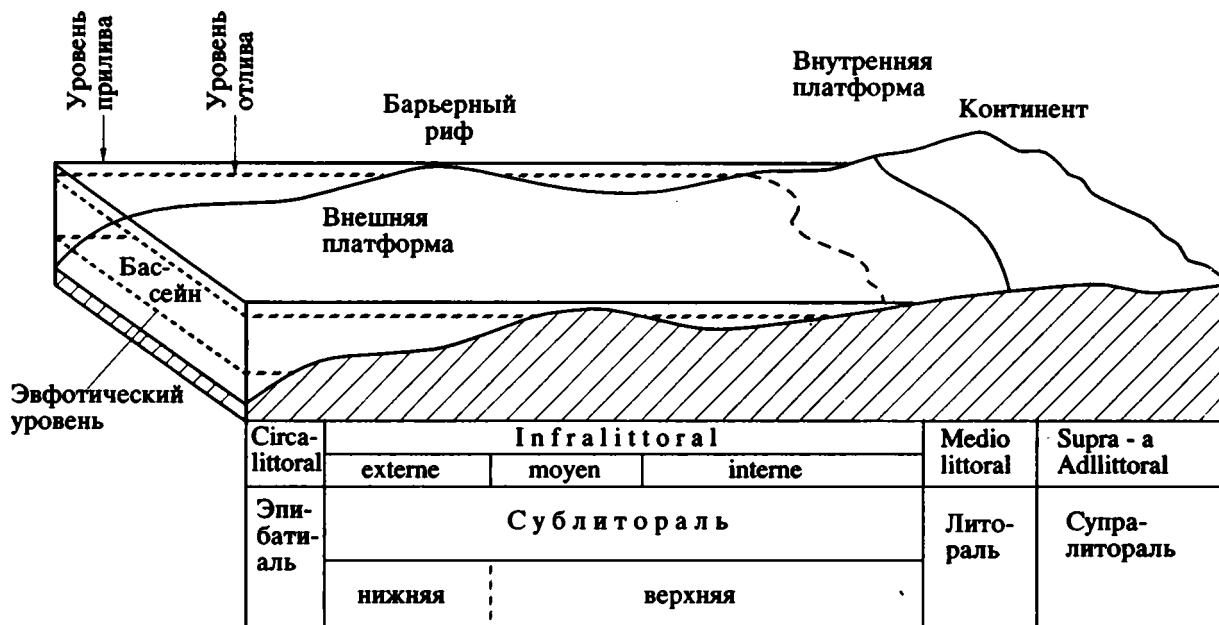


Рис. 3. Модель бассейна карбонатной платформы (по T. Pelissié, B. Peybernés et J. Rey, 1984) с изменениями.

строением стенки. Все эти виды относятся к субтетической фауне фораминифер. Последнюю нам представляется целесообразным называть цикламминидово-трохолинидовой, выделяя в качестве самостоятельного подтипа в составе цикламминидово-пфендеринидового типа тетической фауны фораминифер (Басов, 1974; Басов и др., 1972; Кузнецова, Горбачик, 1985; Горбачик, Кузнецова, 1991).

Положение, занимаемое этим сообществом в титонском бассейне Крыма, скорее всего соответствует верхней сублиторали мелководного, тепловодного бассейна карбонатной платформы. В составе этой видовой ассоциации обычно присутствуют многочисленные трохолины и дискорбисы. Их пространственное распространение в бассейне шире, чем у цикламминид — они встречаются и в относительно более глубоководных терригенных осадках нижней сублиторали. С этими терригенными отложениями связано сообщество очень характерного состава, в котором присутствуют разнообразные формы: нодозарииды, лентикюлиниды, вагинулиниды, эпистоминиды, инволютиниды и др. Большинство родов имеют широкий ареал, они известны за пределами Тетического пояса, развиты в бореальных акваториях, где являются отчетливыми доминантами сообществ. В связи с этим ассоциации более глубоководного типа получили наименование бореально-космополитных. Сообщества близкого видового и родового состава приводит Д.М. Пяткова для титонских отложений Крымского континентального склона Черного моря (Мезозойские отложения ..., 1989).

В Сирии титонские отложения содержат сообщества смешанного состава с тетическими и

субтетическими формами, однако, типичных бореально-космополитных видовых ассоциаций нижней сублиторали с нодозаридами, лентикюлинидами и эпистоминидами здесь не встречено (рис. 2). Эти формы представлены единичными раковинами немногочисленных видов (табл. 3).

Подводя итог, можно отметить следующее. В титоне как Крыма, так и Сирии преобладают виды фораминифер, не ограниченные узким интервалом распространения. Значительная часть их (75%) переходит в титон из кимериджа, или, появляясь в позднем титоне, получает дальнейшее развитие в берриасе.

Относительно титона можно говорить об эндемизме только двух семейств (Pfenderinidae и Nautiloculinae) и пяти родов (Kurnubia, Nautiloculina, Torinosuella, Choffatella, Alveosepta), являющихся тропическими тетическими эндемиками, распространенными в Сирии и не встреченными в Крыму.

По числу таксонов в титоне обоих регионов преобладают бореально-космополитные формы, в то время, как по числу экземпляров, т.е. по плотности популяций преобладают: в Сирии тропические тетические эндемики (например Kurnubia jurassica), а в Крыму — субтропические субтетические формы (например Anchispirocyclina lusitana), распространенные в тропической и субтропической зонах, но не выходящие за их пределы.

Некоторые виды, характерные для титона Крыма и Сирии, приведены на палеонтологических таблицах I и II. Описания этих форм имеются в литературе, и поэтому здесь они не даны.

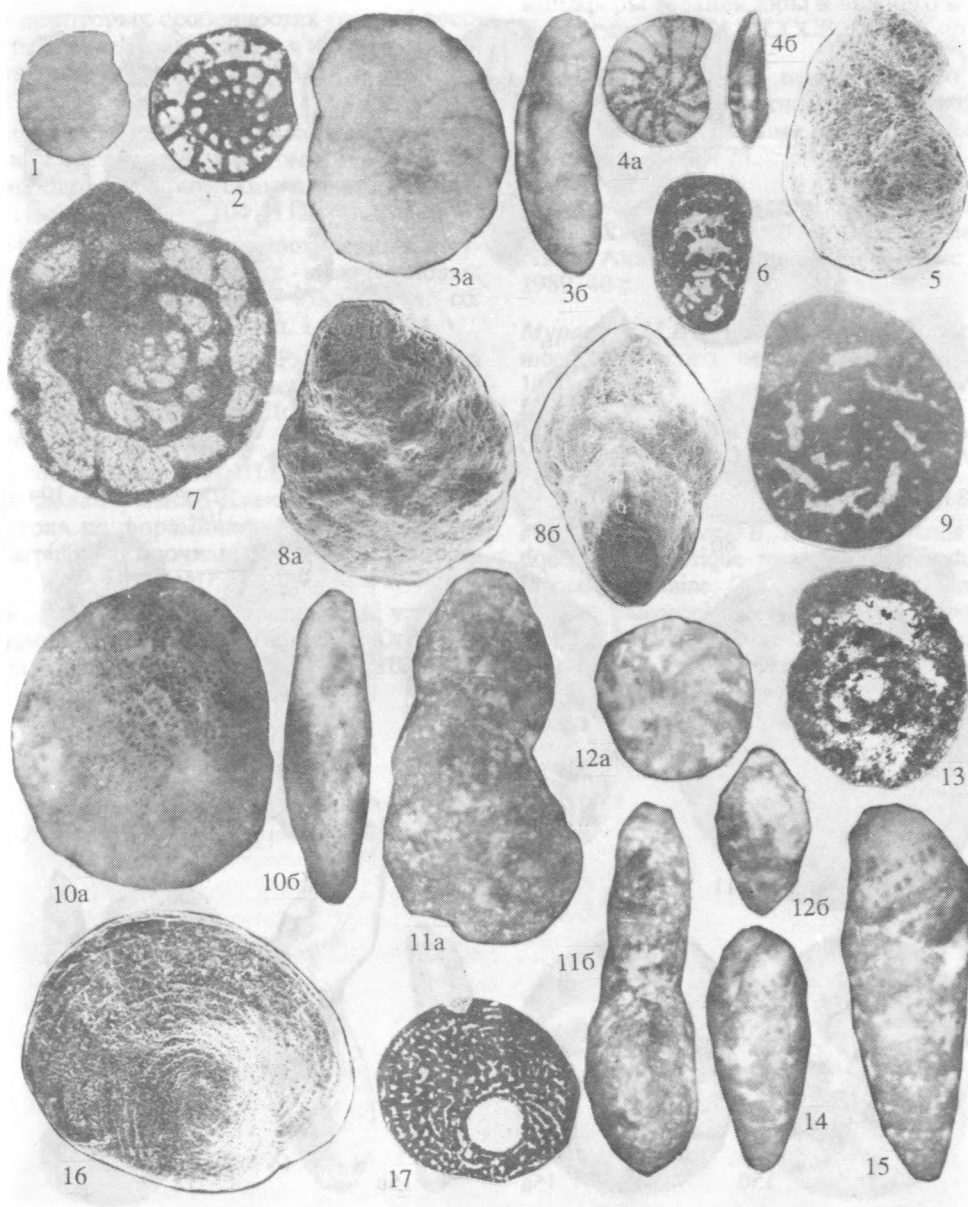


Таблица I. Фораминиферы титона Крыма и Сирии.

1, 2 – *Nautiloculina oolithica* Mohler. 1 – экз. 4656/254 ГИН РАН, боковая сторона, Сирия, горы Анти-Ливана, Вад Аль Карн, титон, х50; 2 – экз. 4656/255 ГИН РАН, экваториальное сечение, местонахождение и возраст те же, х75; 3 – *Rhenacosphragma* sp. Экз. 4656/256 ГИН РАН, а – боковая сторона, б – периферический край, Сирия, горы Анти-Ливана, Сед Аль Карн, титон, х50; 4 – *Stomatostoecha compressa* Gorbatchik. Экз. 83–159 МГУ, а – боковая сторона, б – периферический край, Крым, р. Тонас, нижний берриас, х75; 5 – *Charentia evoluta* (Gorbatchik). Экз. 261–23 МГУ, боковая сторона, Крым, Долгоруковская Яйла, нижний берриас, х51; 6 – *Bramkampella arabica* Redmond. Экз. 261–167 МГУ, аксиальное сечение, Крым, Ай-Петри, верхний титон – нижний берриас, х30; 7, 8 – *Melathrokerion spirialis* Gorbachik. 7 – экз. 261–157 МГУ, экваториальное сечение, Крым, с. Передовое, нижний берриас, х90; 8а – экз. 261–211 МГУ, боковая сторона, 8б – экз. 261–21 МГУ, периферический край, х130, Крым, Ай-Петри, нижний берриас; 9 – *Pseudocyclammina sphaeroidalis* Hottinger. Экз. 261–167 МГУ, экваториальное сечение, Крым, Караби Яйла, верхний титон, х30; 10 – *Choffatella decipiens* Schlumberger. Экз. 4656/261 ГИН РАН, а – боковая сторона, б – периферический край, Сирия, горы Анти-Ливана, Сед Аль Карн, титон, х50; 11 – *Everticyclammina* aff. *greigi* (Henson). Экз. 4656/260 ГИН РАН, а – боковая сторона, б – периферический край, Сирия, горы Анти-Ливана, Роуда, титон, х50. 12, 13 – *Alveoserta rowersi* (Redmond). 12 – экз. 4656/258 ГИН РАН, а – боковая сторона, б – периферический край, Сирия, горы Анти-Ливана, Вад Аль Карн, титон, х50; 13 – экз. 4656/259 ГИН РАН, экваториальное сечение, местонахождение и возраст те же, х75; 14, 15 – *Kutubia jurassica* Redmond. 14 – экз. 4656/256, ГИН РАН, боковая сторона, молодой экз., Сирия, горы Анти-Ливана, Вад Аль Карн, титон, х50; 15 – экз. 4656/257 ГИН РАН, боковая сторона, местонахождение и возраст те же, х50; 16, 17 – *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger). 16 – экз. 261–56 МГУ, боковая сторона, Крым, Ай-Петри, верхний титон – нижний берриас, х20; 17 – экз. 261–190 МГУ, экваториальное сечение, Крым, Ай-Петри, верхний титон – нижний берриас, х30. По сравнению с оригиналом все фигуры уменьшены в 1.25 раза.

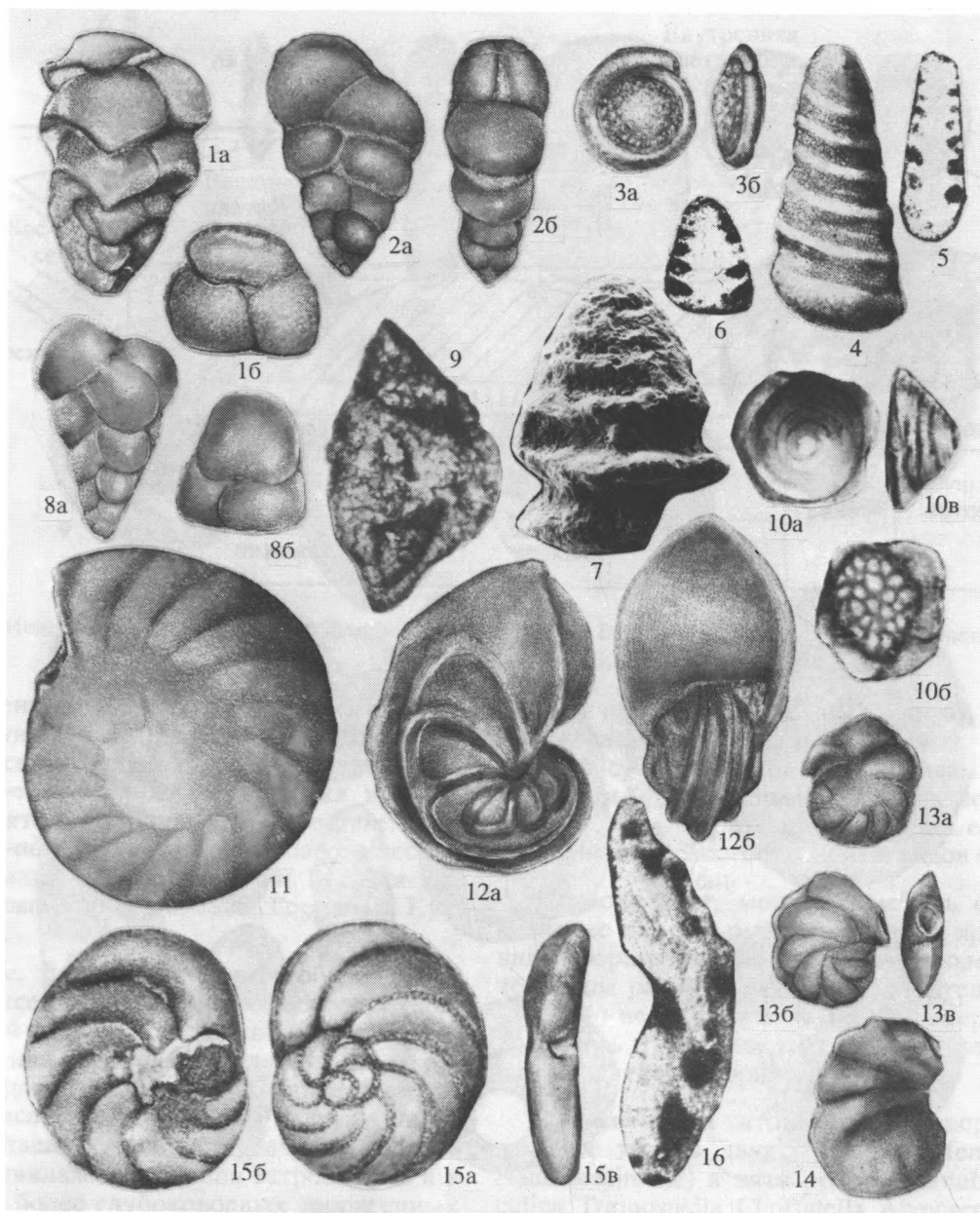


Таблица II. Фораминиферы титона Крыма и Сирии.

1 – *Verneuilina angularis* Gorbachik. Голотип 83/178 МГУ, а – боковая сторона, б – со стороны устья, Крым, р. Тонас, нижний берриас, х80; 2 – *Belorussiella taurica* Gorbachik. Экз. 261–227 МГУ, а – боковая сторона, б – со стороны устья, Крым, р. Тонас, нижний берриас, х80; 3 – *Globospirillina saucastica* (Hoffman). Экз. 227/69 МГУ, а – боковая сторона, б – периферический край, Крым, р. Тонас, нижний берриас, х80; 4, 5 – *Trocholina elongata* (Leupold). 4 – экз. 227/75 МГУ, боковая сторона, Крым, р. Тонас, нижний берриас, х50; 5 – экз. 261–205 МГУ, аксиальное сечение, Крым, Караби Яйла, нижний берриас, х20; 6 – *Trocholina alpina* (Leupold). Экз. 261–206 МГУ, аксиальное сечение, Крым, с. Передовое, нижний берриас, х30; 7 – *Trocholina compranella* Arnaud. Экз. 261–144 МГУ, боковая сторона, Крым, Караби Яйла, нижний берриас, х53; 8 – *Verneuilina subminuta* Gorbachik. Экз. 83/177 МГУ, а – боковая сторона, б – со стороны устья, Крым, р. Сарысу, нижний берриас, х80; 9 – *Protopeneroplis ultragranulatus* (Gorbachik). Экз. 261–125 МГУ, аксиальное сечение, Крым, р. Тонас, нижний берриас, х100; 10 – *Trocholina molesta* Gorbachik. Экз. 83–302 МГУ, а – спиральная сторона, б – пупочная сторона, в – периферический край, Крым, р. Тонас, нижний берриас, х75; 11 – *Lenticulina masca* Gorbachik. Экз. 227/47 МГУ, боковая сторона, Крым, р. Бельбек, верхний берриас, х80; 12 – *Lenticulina protodesimae* Dieni et Massari. Экз. 83–220 МГУ, а – боковая сторона, б – периферический край, Крым, р. Бурулча, берриас, х75; 13, 14 – *Pseudosiphoninella antiqua* (Gorbachik). 13 – экз. 83–272 МГУ, а – спиральная сторона, б – пупочная сторона, в – периферический край, Крым, р. Тонас, берриас, х80; 14 – экз. 83–271 МГУ, пупочная сторона, Крым, с. Мичуринское, х80; 15, 16 – *Discorbis crimicus* Schokhina. 15 – экз. 83–255 МГУ, а – спиральная сторона, б – пупочная сторона, в – периферический край, Крым, р. Тонас, нижний берриас, х80; 16 – экз. 261–226 МГУ, аксиальное сечение, Крым, Ай-Петри, верхний титон – нижний берриас, х90. По сравнению с оригиналом все фигуры уменьшены в 1.25 раза.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басов В. А. О некоторых особенностях географического распространения фораминифер в юрском периоде // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1974. Вып. 80. С. 16 - 36.
- Басов В.А., Вахрамеев В.А., Крымгольц Г.Я. Проблемы перемещения материков в юрском и меловом периодах по палеобиогеографическим данным // Палеонтология. М.: Наука, 1972. С. 104 - 113.
- Волошина А.М. О находке сложно построенных литуолид (фораминифер) в верхнеюрских - нижнемеловых отложениях Восточного Крыма // Палеонтол. сб. Львовск. геол. об-ва. 1974. № 10. Вып. 1. С. 17 - 23.
- Волошина А.М. Два новых вида *Pseudocyclammina* (Foraminifera) из берриасских отложений Тамбовской скважины (Восточный Крым) // Докл. АН УССР. 1976. Сер. Б. № 4. С. 295 - 298.
- Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Палеобиогеография юры и раннего мела Крымско-Кавказской области и Ближнего Востока по фораминиферам // Стратиграфия и палеогеография осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 92 - 96.
- Дулуб В.Г., Жабина Н.Н. Распределение и условия обитания фораминифер титона и берриаса Юго-Восточного Крыма // Геол. журнал. 1993. № 1. С. 102 - 113.
- Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма // Тр. Геологич. ин-та АН СССР. 1985. Вып. 395. 133 с.
- Мамонтова Е.В. О некоторых фораминиферах из верхнеюрских и нижнемеловых карбонатных пород Юго-Западного Крыма // Вестн. Ленинград. ун-та. 1976. № 6. С. 64 - 73.
- Мезозойские отложения Крымского континентального склона Черного моря (Результаты 37 рейса НИС "Академик Вернадский"). Киев: ИГН АН УССР, 1989. 40 с.
- Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Гостоптехиздат, 1960. 206 с.
- Успенская Е.А. Юрская система; верхний отдел // Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. М.: Недра, 1969. С. 114 - 154.
- Pelissié T., Peybernés B., Rey J. Les grands foraminifères benthiques du Jurassique moyen/supérieur du sud-ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Interred biostratigraphique, paleoecologique et paleobiogeographique // Benthos '83: 2-e Symp. internat foraminifera benthiques, Pau 11 - 15 avr. 1983. Pau: Bordeaux, 1984. P. 479 - 489.

УДК 56.017.2:551.763.3(571.661)

## ФЛОРА НА ГРАНИЦЕ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

© 1994 г. Л. Б. Головнёва

Ботанический институт РАН, 197376 Санкт-Петербург, ул. Попова, 2, Россия

Поступила в редакцию 26.01.93 г.

Флористическая сукцессия в маастрихте - дании изучена на основе распределения 86 видов из 124 местонахождений в непрерывном разрезе рарыттинской свиты Корякского нагорья. Последовательность флористических комплексов рарыттинской свиты подразделена на два этапа: горнореченский (средний маастрихт) и рарыттинский (поздний маастрихт - даний). Наиболее важные флористические изменения произошли не на мел-палеогеновой границе, а немного раньше, в позднем маастрихте. Анализ таксономического состава и морфологии листьев показал, что в рарыттинское время климат был более холодным и более гумидным, чем в горнореченское. Изучение экологических и таксономических закономерностей смены флоры вблизи мел-палеогеновой границы на Корякском нагорье, а также несинхронность смены флоры маастрихтского типа на флору датского типа на разных широтах позволяют заключить, что эта смена была результатом естественных эволюционных процессов и похолодания климата, а не какого-либо катастрофического внезапного явления.

Одной из самых интересных проблем при изучении прошлого Земли является проблема формирования и преобразования экосистем при крупных сменах биоты в ходе различных экологических кризисов. Человечество уже убедилось, что оно является мощнейшим фактором, который может изменить окружающий нас мир в глобальном масштабе. Но никто сейчас не может точно предвидеть и оценить последствия этого вмешательства в будущем. На сегодняшний день естественные экосистемы уничтожены на огромных площадях, нарушена структура оставшихся сообществ и наблюдается постоянное уменьшение разнообразия жизни в целом. Но природа не терпит пустоты. Взамен уничтоженных человеком лесов, степей и других экосистем должны сформироваться новые типы сообществ. В принципе этот процесс уже начался. Имеется фауна, растительность, сообщества, которые мы называем антропогенными. Однако большинство из них пионерные, т.е. находятся только в стадии становления, и их изучение не может ответить на все вопросы о последствиях таких изменений. Стоит ли человеку охранять остатки существующей природы или объективно влиять на формирование новых сообществ? Этот вопрос один из самых главных. Чтобы ответить на него необходимо знание механизмов и закономерностей крупных смен биоты, которые неоднократно происходили на Земле раньше, т.е. необходимо изучение смен ископаемых флор и фаун в различных климатических условиях и при действии различных катастрофических факторов.

До сих пор изучение смены разнообразия в прошлом проводилось в основном путем подсчета изменения числа таксонов в различных систе-

матических группах по крупным подразделениям геохронологической шкалы. При таком методе обычно суммируются организмы, происходящие из различных экосистем и природных зон, что не дает возможности экологической оценки событий и создает впечатление об одновременном и глобальном уничтожении самых разнообразных организмов, что имело место и в отношении мел-палеогеновой границы.

В настоящее время большинство исследователей считает изменения на границе мела и палеогена не катастрофическими, а эволюционными. Однако представление о глобальной катастрофе в конце мелового периода получило очень широкое распространение. Ярким примером этого является популярная гипотеза Л. Альвареса с соавторами (Alvarez *et al.*, 1980), согласно которой события на границе мела и палеогена объясняются падением крупного метеорита.

Для более объективного изучения экологических кризисов необходимо анализировать смены конкретных флор и фаун в одном географическом районе, лучше всего в одном разрезе, с учетом изменения палеогеографической и палеоклиматической обстановки. Поскольку фауна и флора являются важнейшей частью и чутким индикатором состояния наземных экосистем, анализ их изменения во время экологического кризиса особенно интересен для понимания закономерностей эволюции биоты.

На территории Корякского нагорья (Северо-Восток России) широко распространены морские и континентальные отложения маастрихтского и датского возраста и имеются непрерывные разрезы, охватывающие пограничные слои мела и палеогена. Одним из наиболее полных континен-

тальных разрезов, содержащих богатые флористические остатки, является разрез рарыттинской свиты в бассейне р. Горной (северо-восточная часть хр. Рарыткин). Рарыттинская свита представляет собой озерные, болотные, речные и дельтовые отложения обширной приморской низменности и состоит из циклически чередующихся песчаников, алевролитов и углей общей мощностью около 2000 м. Для изучения эволюции флоры на границе мела и палеогена было изучено распределение по разрезу 86 видов из 124 местонахождений и выделен ряд сменяющих друг друга во времени флористических комплексов. Внутри каждого комплекса было подсчитано общее разнообразие видов и количество вымерших, вновь появившихся и транзитных видов, а также проведена оценка обилия видов по трехбальной шкале. Анализ изменения разнообразия внутри различных экологических групп и изучение характера поведения видов-доминантов позволили сделать выводы о конкретных механизмах смены маастрихтской флоры на датскую на территории Корякского нагорья.

Флора рарыттинской свиты подразделяется на два флористических комплекса: горнореченский (средний маастрихт) и рарыттинский (поздний маастрихт - даний), – которые в свою очередь делятся каждый на два подкомплекса (таблица). Возраст флористических комплексов и подкомплексов определен на основании их корреляции с другими флористическими комплексами из маастрихт-датских разрезов Корякского нагорья, которые включают переслаивающиеся морские и континентальные отложения, содержащие как флористические, так и фаунистические остатки (Несов, Головнева, 1990).

Горнореченский флористический комплекс характеризуется преобладанием покрытосеменных растений, а среди них родов *Peculnea*, *Trochodendroides*, *Celastrinites*, *Renea*, *Dyrana*, *Platanus*, *Viburnum*, *Quereuxia*, *Palaeotrapa*, *Corylus*. Хвойные немногочисленны и представлены преимущественно типичными поздне меловыми формами: *Sequoia minuta* Sveshn., *Cryptomerites*, *Taxites*, с примесью более молодых элементов: *Metasequoia*, *Glyptostrobus*. Довольно значительно участие во флоре *Ginkgo* и цикадофитов (*Nilssonina*), которые образовывали, по-видимому, монодоминантные сообщества. Папоротники представлены единичными находками *Osmunda*.

В рарыттинском флористическом комплексе хвойные по обилию не уступают покрытосеменным. Во флоре доминируют *Corylus*, несколько видов *Trochodendroides*, *Metasequoia*, *Glyptostrobus* и *Microconium*. Характерными растениями являются также *Taxodium*, *Platanus raynoldsii* Newb., *Quercus groenlandica* Heer, *Arthollia*, *Rarytkinia*, *Celastrinites*, *Nyssa*, *Platimelis*, *Viburnum*, *Vitis*, *Quereuxia* и *Haemanthophyllum*. Остатки *Ginkgo* встречаются редко. Цикадофиты отсутствуют. Папоротники

Флористические комплексы рарыттинской свиты и их возраст

| Стратиграфические подразделения | Рарыттинская свита |                  |              |                  |
|---------------------------------|--------------------|------------------|--------------|------------------|
|                                 | нижняя подсвита    | средняя подсвита |              | верхняя подсвита |
| Флористические комплексы        | горнореченский     |                  | рарыттинский |                  |
|                                 | ранний             | поздний          | ранний       | поздний          |
| Возраст                         | маастрихт          |                  |              | даний            |
|                                 | средний            |                  | поздний      |                  |

встречаются чаще, чем в горнореченском комплексе и представлены *Onoclea* и *Coniopteris*. На границе между горнореченским и рарыттинским комплексами происходят значительные изменения видового состава и доминантов во всех группах растений. Эти комплексы отражают два различных этапа эволюции берингийской палеофлоры, которые прослеживаются регионально и получили соответствующие названия: горнореченский и рарыттинский (Головнева, 1991).

Анализ развития флоры на Северо-Востоке в позднем мелу от пенжинского (Герман, 1988) до горнореченского этапа показывает, что в это время покрытосеменные растения интенсивно эволюционировали. Их состав в каждом последующем этапе постоянно обновляется на 60 - 80%. Хвойные же на протяжении позднего мела, напротив, меняются довольно мало и состоят в разных флорах практически из одних и тех же родов и даже видов. Вероятно, дальнейшие исследования с применением кутикулярно-эпидермального анализа покажут, что состав поздне меловых хвойных не был столь однообразным, как это следует по данным морфологического изучения побегов, тем не менее многие таксоны, видимо, имели широкое вертикальное распространение. Доля реликтовых элементов из гинкговых, цикадофитов и папоротников во флорах позднего мела постепенно уменьшается. Горнореченский этап был последним, в котором типичные поздне меловые хвойные играли значительную роль. На рарыттинском этапе среди хвойных доминируют уже современные роды, которые являются характерным компонентом третичных флор. На рубеже между горнореченским и рарыттинским этапами исчезают последние цикадофиты, гинкго теряет свою доминирующую роль в сообществах и в более поздних флорах встречается в качестве подчиненного компонента. Таким образом на границе горнореченского и рарыттинского этапов происходит существенная перестройка состава голосеменных растений: смена типичных поздне меловых доминант на палеогеновые и исчезновение последних реликтов мезофита. Что же касается покрытосеменных растений, то степень обновления таксонов на этом рубеже не превышала степени обновления на предыдущих этапах позднего мела на

Северо-Востоке. Более значительные изменения в развитии покрытосеменных происходят не в дании, а позже, в позднем палеоцене, когда скорость эволюции покрытосеменных увеличивается и основную роль во флорах начинают играть представители современных родов из семейств *Ulmaceae*, *Betulaceae*, *Juglandaceae*, *Fagaceae*, *Platanaceae* (напанский этап: Буданцев, 1983).

Общими в горнореченском и рарыткинском флористических комплексах являются 16 видов (рис. 1). В основном это наиболее характерные представители рарыткинского комплекса, которые впервые появляются в составе горнореченского комплекса и становятся доминантами после границы комплексов. Наиболее характерные представители горнореченского комплекса резко исчезают на границе и не проникают в вышележащие отложения. На границе ранне- и позднерарыткинского подкомплексов доминирующие виды не претерпевают никаких изменений, происходит смена состава и частоты встречаемости второстепенных видов.

Для оценки изменения палеоклимата были проанализированы таксономический состав флористических комплексов и морфология листьев (Wolfe, 1969, 1971; Dilcher, 1973; Красилов, 1979). Переход от горнореченского к рарыткинскому комплексам сопровождался: 1) увеличением размеров листьев покрытосеменных и обилием хвойных, папоротников и платанообразных; 2) уменьшением относительного обилия покрытосеменных с кожистыми цельнокрайними листьями; 3) исчезновением вечнозеленых хвойных и цикадофитов. Эти факты свидетельствуют о более холодном и более влажном климате в рарыткинское время по сравнению с горнореченским. Увеличение числа и мощности угольных прослоев в верхней части рарыткинской свиты по сравнению с нижней также подтверждает увеличение влажности климата.

Горнореченский флористический комплекс по составу значительно отличается от синхронных ему флор Сахалина (Красилов, 1979) и Канады (Berry, 1935; Bell, 1959; Rouse, 1967) на видовом и родовом уровнях. Видимо, в маастрихте флоры этих регионов развивались независимо друг от друга. В противоположность этому рарыткинский флористический комплекс состоит в основном из видов широкого географического распространения и близко сходен со многими флорами датского типа Северного полушария: бошняковской с Сахалина (Красилов, 1979), цагаянской из Амурской области (Красилов, 1977), раннепалеоценовыми флорами Канады (Berry, 1935; Bell, 1949) и Шпицбергена (Буданцев, 1983). Ядро всех этих флор составляют виды и роды с почти циркулярными ареалами. Благодаря позднемаастрихт-датскому похолоданию, граница северной умеренной зоны сдвинулась к югу, что еще больше способствовало увеличению ареалов этих видов. Широкой миграции флор в это время благо-

приятствовала также обширная регрессия, результатом которой было расширение сухопутных мостов в различных регионах (Найдин и др., 1986). Таким образом, в конце маастрихта - дании на территории Бореально-Пацифической подобласти (Буданцев, 1983) устанавливается довольно однообразная умеренная флора. Провинциальные различия, наблюдавшиеся в маастрихте между флорами Северо-Востока России, Канады и Сахалина почти исчезают.

Важно подчеркнуть, что смена флоры маастрихтского типа (горнореченский комплекс) на флору датского типа (рарыткинский комплекс) на территории Корякского нагорья происходит не на границе мела и палеогена, а несколько раньше, вероятно на границе среднего и позднего маастрихта (Несов, Головнева, 1990), когда в высоких широтах Северного полушария произошло похолодание климата (Захаров и др., 1984; Кауффман, 1986). Более раннее и значительное похолодание в высоких широтах, по сравнению с низкими, вероятно, было результатом увеличения широтного термического градиента в позднем мелу - палеогене (Hickey, 1981). Граница маастрихта и дании находится внутри рарыткинского этапа развития флоры и, вероятно, соответствует событиям на границе ранне- и позднерарыткинского подкомплексов (таблица). Из всего этого следует, что переход между флорами маастрихтского и датского типов был не синхронным на разных широтах. Этот факт противоречит различным катастрофическим теориям смены биоты на мел-палеогеновой границе. Можно предположить, что флора датского типа сформировалась в высоких широтах в течение позднего маастрихта и постепенно распространялась на юг в соответствии с прогрессирующим похолоданием климата.

Анализ изменения разнообразия показал, что видовое разнообразие рарыткинского комплекса по сравнению с горнореченским возрастает примерно на 27% (рис. 2). В позднерарыткинском подкомплексе общее разнообразие возрастает на 37% по сравнению с раннерарыткинским, но многие новые виды позднерарыткинского подкомплекса являются редкими. Это находится в противоречии с данными многих палинологов, которые отмечают уменьшение разнообразия флоры в датском веке по сравнению с маастрихтом (Hickey, 1981; Jerzykiewicz, Sweet, 1986; Spicer, 1989). Анализ вымирания видов показывает, что во всех подкомплексах исчезает примерно одинаковое число видов, а количество вновь появившихся видов возрастает в каждом подкомплексе по сравнению с предыдущим. В целом в рарыткинском комплексе 70% видов - новые. Таким образом, изменение флоры на границе горнореченского и рарыткинского комплексов определяется не столько вымиранием, сколько появлением новых видов.

Всего на этой границе вымирает 60% видов. Это вполне сопоставимо с интенсивностью вымирания

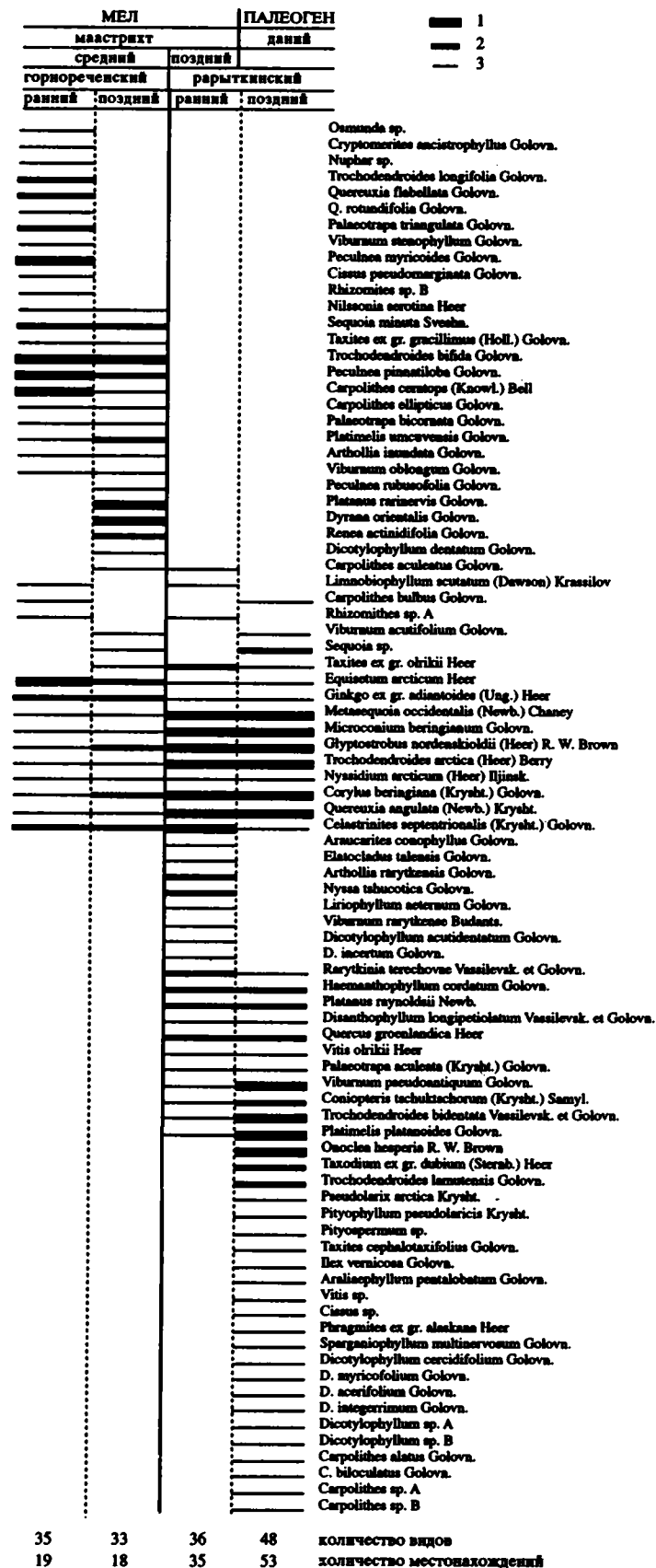


Рис. 1. Распределение видов флоры рарыткнской свиты по флористическим комплексам и степень их доминирования.  
1 – доминанты; 2 – характерные виды; 3 – редкие виды.



Рис. 2. Изменение видового разнообразия во флористических комплексах рарытчинской свиты.

1 – общее число видов; 2 – число видов, появляющихся в данном подкомплексе по сравнению с предыдущим подкомплексом; 3 – число видов, исчезающих в данном подкомплексе по сравнению с последующим подкомплексом.

в других позднемеловых флорах Северо-Восточной Азии, которая обычно составляет 50 - 80%. Например, на территории Северо-Западной Камчатки от турона до сэтана последовательно сменяют друг друга четыре флористических комплекса: пенжинский, кайваемский, валижгенский и верхнебыстринский (Герман, 1988). Эволюция флоры идет на фоне постепенного потепления и аридизации климата. При смене флористических комплексов каждый раз вымирает 60 - 80% всех видов. На Сахалине от конька по даний выделено пять флористических комплексов: айнууский, гияцкий, жонкьерский, августовский, бошняковский (Красилов, 1979). В этой последовательности степень вымирания при переходе от комплекса к комплексу равняется 50 - 60%, а при переходе к датскому комплексу – 75%. Так же, как и в рарытчинской флоре, в датской бошняковской флоре большое количество новых видов – 80%, по сравнению с 20 - 50% при предыдущих сменах.

При переходе от горнореченского к рарытчинскому этапу происходит изменение структуры сообществ. В горнореченское время большинство сообществ, вероятно, были полидоминантными. В местонахождениях никогда не наблюдается преобладания остатков какого-либо одного вида над другими, за исключением гинкго и цикадофитов, чьи остатки могут образовывать монодоминантные “листовые кровли”. В рарытчинском комплексе, не смотря на общее увеличение разнообразия, значительно сильнее выражена степень доминантности. В большинстве местонаждений доминируют 4 - 5 видов, чьи остатки составляют 70 - 90% от общего числа находок. Кроме доминантов во флоре выделяется группа характерных видов, которые, несмотря на небольшую численность, обладают высокой встречаемостью. Остальные виды являются редкими. Эти факты свидетельствуют об упрощении структуры сообществ в рарытчинское время, что скорее всего связано с похолоданием.

Многие доминанты рарытчинской флоры встречаются почти во всех местонахождениях, независимо от осадочных фаций. Большинство из них имеют широкие географические ареалы и значительное стратиграфическое распространение (транзитные виды). Из этого следует, что доминанты рарытчинской флоры обладали широкой экологической амплитудой, т.е. были эврибионтами. Почти все растения рарытчинского комплекса отличаются очень высокой индивидуальной изменчивостью листьев, что обычно также является свидетельством отсутствия узкой специализации. Преобладание широко распространенных эврибионтных видов с высокой индивидуальной изменчивостью, как известно, характерно для сообществ, находящихся под сильным давлением внешних факторов среды и не насыщенных в видовом отношении. Такую же структуру имеют некоторые пионерные и антропогенные сообщества (Вахрушев, 1984). В позднем маастрихте сходная ситуация сложилась в результате вымирания меловых специализированных стенобионтов и похолодания, которое закрепило доминирование эврибионтов в сообществах и их широкое распространение. При устранении внешнего давления (например, при смене похолодания потеплением) в таких ненасыщенных открытых сообществах должно начаться бурное видообразование и специализация видов (Несов, Головнева, 1987). Подобные процессы и происходили, по-видимому, во флорах конца палеоцена - начала эоцена.

Анализ закономерностей смены флоры вблизи границы мела и палеогена позволяет заключить, что эта смена была результатом естественных эволюционных процессов и похолодания климата, а не какого-либо катастрофического внеземного явления. Эти выводы подтверждаются следующими данными: 1) неодновременность смены флоры маастрихтского типа на флору датского типа на разных широтах; 2) преемственность в развитии маастрихтских и датских флор. Многие характерные виды датской флоры появляются еще в горнореченское время и их обилие постепенно увеличивается вверх по разрезу; 3) степень вымирания вблизи границы мела и палеогена не превышает степени вымирания при других сменах в позднем мелу в Северо-Восточной Азии; 4) изменение флоры на границе горнореченского и рарытчинского комплексов было обусловлено не столько вымиранием, сколько появлением новых видов.

Сторонниками эволюционных преобразований растительности на границе мела и палеогена являются многие палеоботаники и палинологи (Shoemaker, 1966; Srivastava, 1970; Вахрамеев, Ахметьев, 1977; Заклинская, 1977; Красилов, 1976, 1979, 1989; Hickey, 1980; Хикки, 1986; Spicer, 1989). Однако катастрофическая метеоритная теория в настоящее время тоже имеет немало приверженцев (Tschudy *et al.*, 1984; Tschudy, Tschudy, 1986; Wolfe, Upchurch, 1986, 1987a, b; Saito *et al.*, 1986;

Lerbekmo *et al.*, 1987; Johnson *et al.*, 1989; и др.). Этому способствует широко распространенное совпадение резких изменений в палинокомплексах, соответствующих мел-палеогеновой границе с иридиевой аномалией. При более детальных палинологических исследованиях было выяснено, что к этой границе во многих разрезах приурочен еще и "папоротниковый пик". Это явление выражается в резком падении разнообразия всех таксонов и увеличении обилия спор папоротников в нескольких сантиметрах разреза непосредственно выше иридиевой аномалии. Затем видовое разнообразие постепенно восстанавливается. Наиболее подробно эта смена проанализирована на примере листовых флор и палинокомплексов в бассейне Ратон – США (Wolfe, Upchurch, 1987b), но сходная картина наблюдается и в других разрезах (Wolfe, Upchurch, 1986; Lerbekmo *et al.*, 1987). Иногда вместо "папоротникового пика" возрастает обилие 1 - 2 видов цветковых растений (Jerzykiewicz, Sweet, 1986). Эти факты интерпретируются как реколонизация опустошенной в результате метеоритного удара территории, которая идет аналогично обычным сукцессионным процессам. Папоротники и травянистые цветковые рассматриваются как первые пионерные группировки.

Количественные оценки вымирания видов на мел-палеогеновой границе в разных работах очень различны и плохо сопоставимы друг с другом. Часто одни и те же цифры интерпретируются либо как катастрофическое, либо как постепенное вымирание, в зависимости от теоретических взглядов авторов.

Признаки, свидетельствующие о похолодании вблизи маастрихт-датской границы, отмечаются и по листовым флорам, и по палинокомплексам в большинстве работ американских исследователей. В более северных районах (Канада) наблюдается увеличение обилия спор папоротников и пыльцы хвойных, доминирование хвойных над цветковыми, замена вечнозеленых хвойных на листопадные (Srivastava, 1970; Nichols *et al.*, 1986; Jerzykiewicz, Sweet, 1986; Lerbekmo *et al.*, 1987); в более южных районах меловой тропической и субтропической зон – преимущественное вымирание вечнозеленых цветковых по сравнению с листопадными и миграция умеренных элементов с севера (Wolfe, Upchurch, 1986; Spicer, 1989). Сторонники метеоритной теории рассматривают эти изменения не как результат обычной смены климата, а как следствие внезапного, кратковременного похолодания, протекающего по модели "ядерной зимы". Однако климатические изменения вблизи мел-палеогеновой границы вовсе не были одинаковыми в разных географических регионах и их нельзя объяснить какой-либо одной катастрофической внеземной причиной. Так, на Северо-Востоке России похолодание началось в позднем маастрихте, а в Канаде – на границе маастрихта и дания. К.Р. Джонсон с соавторами (Johnson *et al.*, 1989)

отмечают потепление в позднем маастрихте перед похолоданием на мел-палеогеновой границе для северо-западных районов США, а для бассейна Ратон указывается увеличение гумидности климата и отсутствие каких-либо температурных изменений (Wolfe, Upchurch, 1987b).

Интересны некоторые географические закономерности смены флоры на мел-палеогеновой границе (Shoemaker, 1966; Wolfe, Upchurch, 1986; Spicer, 1989). В южных районах Северной Америки по сравнению с северными отмечается более высокий уровень вымирания в основном за счет исчезновения вечнозеленых видов. В высоких широтах Северного полушария наблюдается более раннее появление датских элементов, уже в маастрихте, в то время как в средних широтах (южнее Монтаны) они появляются только на границе маастрихта и дания (Shoemaker, 1966). В южных районах Северной Америки в датских флорах сохранялось значительно большее количество мезозойских реликтов, чем в северных (Tschudy, Tschudy, 1986). В умеренных и тропических зонах Южного полушария изменение флоры на границе мела и палеогена было очень незначительным по сравнению с Северным полушарием (Чуди, 1986; Spicer, 1989).

В результате наших исследований и по литературным данным можно сделать вывод, что флора датского типа начала формироваться в высоких широтах уже в маастрихте и с наступлением похолодания постепенно двигалась на юг. Поэтому изменения видового состава в северных флорах не были очень резкими и выразились в основном в смене доминантов. В средних широтах смена флоры происходила, по-видимому, не столько в результате эволюционных, сколько миграционных процессов, и поэтому смены флористических комплексов в разрезах выглядят более резкими и внезапными. В.А. Красилов (1979, 1989) смену флористических комплексов в маастрихт-датских разрезах связывает со смещением вниз высотных растительных поясов вследствие похолодания. В этом случае резкость смены также будет обусловлена больше миграцией видов, чем непосредственным вымиранием и возникновением таксономических групп.

Данная работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 158 с.  
 Вахрушев В.А. О закономерностях формирования сообществ на примере формирования комплекса птиц городов // Эволюционные исследования. Макроэволюция. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 23 - 34.  
 Вахрамеев В.А., Ахметьев М.А. Высшие растения по данным изучения листьев // Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977. С. 39 - 66.

- Герман А.Б. Этапы развития поздне меловой флоры Северо-Востока СССР. М.: ГИН АН СССР, 1988. 23 с.
- Головнёва Л.Б. Виды рода *Trochodendroides* (Cercidiphyllaceae) в маастрихт-датской рарыттинской флоре Корякского нагорья // Ботан. журн. 1991. Т. 76. № 3. С. 427 - 436.
- Заклинская Е.Д. Покрытосеменные по палинологическим данным // Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977. С. 66 - 120.
- Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Т.Г. Поздне меловая сукцессия морских сообществ на юге Сахалина и климатические особенности Северо-Западной Пацифики // Систематика и эволюция беспозвоночных Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1984. С. 41 - 90.
- Кауффман Э.Д. Структура вымираний морских биот в меловом периоде // Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. С. 156 - 255.
- Красилов В.А. Цагаянская флора Амурской области. М.: Наука, 1976. 92 с.
- Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. М.: Наука, 1979. 181 с.
- Красилов В.А. Смена флоры на границе мела и палеогена в Кавалеровском районе Приморья // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1989. С. 34 - 37.
- Найдин Д.Н., Похулайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. М.: Наука, 1986. 261 с.
- Несов Л.А., Головнёва Л.Б. Эволюция экосистем в ходе исторических изменений флор и фаун // Тр. XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 22 - 28.
- Несов Л.А., Головнёва Л.Б. История развития флоры, фауны позвоночных и климата в позднем сеноне на северо-востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1990. С. 191 - 212.
- Хикки Л. Смена флоры покрытосеменных на рубеже мелового и третичного периодов // Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. С. 285 - 320.
- Чуди Р. Палинологические свидетельства смены континентальных флор на рубеже мелового и третичного периодов // Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. С. 321 - 342.
- Шиманский В.Н., Соловьев А.Н. Рубеж мезозоя и кайнозоя в развитии органического мира. М.: Наука, 1982. 40 с.
- Alvarez L.S., Alvarez W., Asaro P., Michel H.V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction // Science. 1980. V. 208. P. 1095 - 1108.
- Bell W.A. Uppermost Cretaceous and Paleocene floras of western Alberta // Canada Geol. Surv. Bull. 1949. № 13. 231 p.
- Berry E.W. A preliminary contribution to the floras of the Whitemud and Ravenscrag Formations // Canada Geol. Surv. Mem. 1935. № 182. 65 p.
- Dilcher D.L. The Eocene floras of southeastern North America // Vegetation and vegetational history of Northern Latin America. Amsterdam-London-New-York: Elsevier, 1973. P. 39 - 59.
- Johnson K.R., Nichols D.J., Atrep H., Orth J. High-resolution leaf fossil record spanning the Cretaceous-Tertiary boundary // Nature. 1989. V. 340. № 6236. P. 708 - 711.
- Jerzykiewicz T., Sweet A.R. The Cretaceous-Tertiary boundary in the central Alberta Foothills. I: Stratigraphy // Canad. J. Earth Sci. 1986. V. 23. № 9. P. 1356 - 1374.
- Hickey L.J. Paleocene stratigraphy and flora of the Clark's Fork Basin // Univ. Michigan, Pap. Paleontol. 1980. № 24. P. 33 - 51.
- Hickey L.J. Land plant evidence compatible with gradual, not catastrophic change at the end of the Cretaceous // Nature. 1981. V. 292. № 5823. P. 529 - 531.
- Lerbekmo J.F., Sweet A.R., Lovis R.M. The relationship between the iridium anomaly and palynological floral events at three Cretaceous-Tertiary boundary localities in Western Canada // Bull. Geol. Soc. Amer. 1987. V. 99. № 3. P. 325 - 330.
- Nichols D.J., Jarzen D.M., Orth C.J., Oliver P.Q. Palynological and iridium anomalies at Cretaceous-Tertiary boundary, south-central Saskatchewan // Science. 1986. V. 231. № 4739. P. 714 - 717.
- Rouse C.E. A late Cretaceous plant assemblage from east-central British Columbia // Canad. J. Earth Sci. 1967. V. 4. № 6. P. 1185 - 1197.
- Saito T., Yamanoi T., Kaiho K. End-Cretaceous devastation of terrestrial flora in the boreal Far East // Nature. 1986. V. 323. № 6085. P. 253 - 255.
- Shoemaker R.E. Fossil leaves of the Hell Creek and Tullock Formations of Eastern Montana // Palaeontographica. 1966. Bd. 119B. Lfg. 1 - 3. S. 54 - 75.
- Spicer R.A. Plants at the Cretaceous-Tertiary boundary // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1989. V. 325. № 1228. P. 291 - 305.
- Srivastava S.K. Pollen biostratigraphy and paleoecology of the Edmonton Formation (Maastichtian), Alberta, Canada // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1970. № 7. P. 221 - 276.
- Tschudy R.H., Pillmore C.L., Orth C.J. et al. Disruption of the terrestrial plant ecosystems at the Cretaceous-Tertiary boundary, Western Interior // Science. 1984. V. 225. № 4666. P. 1030 - 1032.
- Tschudy R.H., Tschudy B.D. Extinction and survival of plant life following the Cretaceous-Tertiary boundary event // Geology. 1986. V. 14. № 8. P. 667 - 670.
- Wolfe J.A. Tertiary climatic fluctuations and methods of analysis of Tertiary floras // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1971. V. 9. № 1. P. 27 - 57.
- Wolfe J.A., Upchurch G.R., Jr. Vegetation, climatic and floral changes at the Cretaceous-Tertiary boundary // Nature. 1986. V. 324. № 6093. P. 148 - 152.
- Wolfe J.A., Upchurch G.R., Jr. North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1987a. Vol. 61. P. 33 - 77.
- Wolfe J.A., Upchurch G.R., Jr. Leaf assemblages across the Cretaceous-Tertiary boundary in the Raton Basin, New Mexico and Colorado // Proc. Nat. Acad. Sci. U.S. 1987b. V. 84. P. 4096 - 5100.

УДК 551.782.23 + 551.791(262.81)

## НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

© 1994 г. П. В. Федоров

*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 26.01.93 г.

Рассматриваются некоторые проблемы геологической истории Каспия, как озерного бассейна, в позднем плиоцене (акчагыл) и плейстоцене.

Отмечается вероятность значительного осолонения Балаханского бассейна, который принимается в качестве убежища сарматско-понтических реликтов акчагылской фауны.

В плейстоценовой истории главное внимание уделяется трансгрессивно-регрессивным циклам Каспия, как основы сверхдолгосрочных прогнозов его уровня.

Каспийское море, представляющее собой гигантское озеро, прошло сложную геологическую историю, которая просматривается с конца понта, когда оно отчленилось от основного бассейна Восточного Паратетиса и превратилось в изолированный внутриконтинентальный водоем. Одной из особенностей этого уникального моря являлись крупные трансгрессии и регрессии, приводившие то к затоплению огромных территорий в Северном Прикаспии, Восточном Закавказье и в Закаспии, то к их осушению.

Существенное влияние на распределение водной массы и контуры бассейна оказывали вертикальные тектонические движения, приводившие к погружениям отдельных частей Каспийской впадины и поднятиям других. Однако они не были определяющими в процессе изменения объема воды, а следовательно уровня моря, что было отмечено Д.А. Туголесовым (1948), а недавно убедительно показано М.Л. Копп и И.Г. Щербой (1992).

Изучение плейстоценовой истории Каспия показало, что трансгрессивно-регрессивные циклы моря определялись общими и региональными климатическими изменениями и были связаны функциональной зависимостью с его водным балансом (Аполлов, 1956; Федоров, 1957; и др.).

Несмотря на свои многолетние исследования по плейстоценовой истории Понто-Каспия, автор считает необходимым вновь остановиться на некоторых вопросах этой истории, преимущественно на каспийской его части, где в настоящее время многие страницы геологической летописи приобрели новое значение. Это прежде всего ряд актуальных вопросов, связанных с частыми изменениями уровня и необходимостью его долгосрочного прогнозирования. Конечно, плейстоценовая история моря, особенно позднехвалынская и новокаспийская, охватывающая менее 50 тыс. лет, дает достаточно убедительный материал для однозначного решения вопроса в пользу преобладающей

роли климатического фактора над всеми остальными (тектоника, антропогенное влияние). Однако решение ряда проблем палеогеографии и прежде всего уровня моря требуют более широкого охвата геологической истории бассейна, который уже в среднем плиоцене превратился в озеро, гидрологический режим которого был связан с водным балансом огромного бассейна, питаемого речными артериями запада Средней Азии, Северного Ирана, Кавказа и Русской равнины.

Считаю необходимым использовать здесь материалы своих исследований по всем берегам моря вне зависимости от современных государственных границ и рассмотреть наиболее важные, с точки зрения автора, вопросы истории Каспия.

Следует также сказать, что геологическая летопись каспийского плиоцена (особенно акчагыл) и плейстоцена (баку и хазар) еще не достаточно хорошо изучена и требует дальнейших исследований не только в пределах суши, но и шельфа, особенно его внешней части.

В конце понта Каспийская впадина была занята солоноватоводным бассейном, потерявшим позднее связь с соседним Киммерийским. Судя по палеогеографическим и геохимическим данным, регрессия Балаханского бассейна протекала в условиях аридного климата и, следовательно, воды Бабаджанского солоноватоводного озера (финал понта в Каспии), сократившегося в результате испарения до значительно меньшего объема, должны были осолониться. В пользу этого говорит загипсованность балаханских (красноцветных) отложений, а также некоторые палеонтологические данные (Али-Заде, 1961; Колесников, 1950). Тем не менее в литературе укрепилось представление о пресноводном Балаханском бассейне.

Автору представляется противоестественным такой ход геологического развития, когда солоноватоводный водоем в результате испарения и уменьшения объема мог опресниться. Напротив,

этот бассейн должен был представлять собой соленое (если даже не гипергалинное) озеро, а что касается пресноводных моллюсков, находимых в балаханских осадках, то они обитали в дельтах рек этого озера, в частности в дельтах Палео-Аму-Дарьи и Палео-Куры и т.д. Отложения же самого соленого Балаханского озера расположены, по-видимому, на значительной глубине (порядка многих сотен метров) и пока еще не вскрыты бурением.

Сказанное позволяет рассматривать проблему акчагыла в том варианте Н.И. Андрусова (1923), который сейчас стал мало популярен, хотя и является наиболее реальным. При этом допускается, что предковые формы акчагыльских мактрид и кардиид, пришедшие еще из сармата (или понта) могли переживать в соответствующих экологических нишах Балаханского бассейна и дать в конце его вспышку видообразования и появление собственно нижнеакчагыльских форм. Поэтому кажется более естественным рассматривать акчагыльскую фауну как автохтонную, а саму трансгрессию как результат значительного глобального увлажнения климата, сменившего арид в конце понта и балахане, т.е. связывать акчагыльскую трансгрессию с увеличением водной массы Каспия. Несмотря на привлекательность представлений А.А. Али-Заде (1961) об Арало-Каракумском реликте, автору все же представляется, что убежищем сарматско-понтической фауны был сам Каспий или вернее Балаханский бассейн (Федоров, 1959).

Кратковременная связь со Средиземным морем (наиболее вероятная с палеогеографической точки зрения) и проникновения из него предковых акчагыльских кардиид и мактрид (а к стати, из какого конкретно бассейна Средиземноморья?) в Каспий, а также вторжение в "пресноводное" балаханское озеро "огромных" масс морской воды, минуя впадину Черного моря, не подкреплено никакими геологическими данными или обоснованными палеогеографическими построениями. Они фантастичны и умозрительны. Надо напомнить также, что балаханский век помимо грандиозной регрессии Каспия характеризовался такими крупными геологическими событиями, как формирование денудационного рельефа в Закаспии – образование глубоких бессточных впадин, в том числе Карагие, Карабогаза, Карашора, Сарыкамыш, отчасти Арала. Глубокие эрозионные врезы выявлены геофизическими исследованиями и бурением последних лет на склонах Южнокаспийской и Среднекаспийской впадин (личные сообщения П.Н. Куприна и А.Е. Шлезингера). Значительное расширение Балаханского бассейна, предшествовавшее собственно акчагыльской трансгрессии, связано с большим поступлением речных вод по Палео-Волге, Палео-Куру, Палео-Аму-Дарье в условиях увлажнения климата (кинельская свита и ее аналоги). Это

аллювиальные и аллювиально-озерные аналоги низов акчагыла, которых не было вне опресненных участков моря как на Красноводском полуострове.

Смена Акчагыльского бассейна Апшеронским сопровождалась общим опреснением моря и сокращением его площади. Прибрежные мелководья вновь (после понта) были заселены исключительно солоноватоводными моллюсками, которые вначале еще сохраняли морфологическое сходство и генетическую близость с некоторыми акчагыльскими видами, а в конце (верхний апшерон) приобрели более современный облик. Здесь впервые появляются и предковые формы плейстоценовых кардиид и дрейсениид.

Однако собственно плейстоценовая солоноватоводная фауна моллюсков, уже современного, а не позднеплиоценового облика появляется в Каспии в начале бакинского времени.

Значительная регрессия моря, произошедшая после апшеронской трансгрессии, именуемая тюркянской<sup>1</sup>, явилась значительным событием в геологической истории моря и развитии солоноватоводных моллюсков.

Именно эта граница между апшероном и баку, а точнее в основании тюркянской свиты, по своему историко-геологическому значению и биостратиграфическим данным является самым крупным естественным рубежом между плиоценом и плейстоценом в Понто-Каспийской области.

Тюркянская регрессия, достигавшая, возможно, глубин 100 - 200 м и более (?) сменилась длительной и обширной раннебакинской трансгрессией, затопившей Куринскую низменность до Дуздага и хребта Караджа, Западно-Туркменскую низменность, Северный Прикаспий, Восточное Приманычье и Манычскую ложбину, по которой возник односторонний сброс вод в Азовскую впадину. Такой же сброс существовал в акчагыле и апшероне, что несомненно было связано с более высокими уровнями в Каспии, нежели в Эвксине.

Такой водообмен возникал при трансгрессиях Каспия во влажные эпохи.

Специальное изучение этого вопроса (Федоров, 1988) показало, что трансгрессия Каспия и трансгрессивные фазы каспийского типа (солоноватоводные) в Черном море совпадали во времени и были близки по уровню (с небольшим превышением в Каспии). Межледниковые (средиземноморские) трансгрессии в Черном море следовали непосредственно за каспийскими фазами и представляли собой трансгрессивные пары, которые вместе, по-видимому, соответствовали началу и оптимуму глобальных потеплений (межледниковий).

<sup>1</sup> По сел. Тюркяны на юге Апшеронского полуострова.

Бакинские отложения, занимающие значительную часть разреза каспийского плейстоцена, многократно описывались (Жуков, 1945; Федоров, 1953, 1957). Однако здесь необходимо все же обратить внимание на некоторые существенные особенности. Значительные мощности этих пород, достигающие 200 - 300 м и даже 500 м, безусловно, свидетельствуют о большой продолжительности осадконакопления. Любопытен и характер нижнебакинских отложений, представленных слоистыми глинами и алевроитами бурых тонов с тончайшими прослоями окристых песков и бедной, весьма однородной фауной *Didacna parvula* Nal., реже *D. satillus* Eichw., характерных для всего бассейна от Нижнего Поволжья до Юго-Западной Туркмении и от Северного Дагестана до Куринской низменности, что указывает на относительную гидрологическую однородность длительно существовавшего бассейна.

Верхнебакинские отложения, представленные грубыми прибрежными образованиями небольшой мощности, являются результатом абразии берегов при дальнейшем развитии трансгрессии. Они содержат богатый комплекс крупных, массивных кардиид – *Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus., *D. eulachia* Bog. (Fed.), также типичный для всего Каспийского бассейна. Меньшим распространением пользуются осадки заключительной фазы бакинского седиментационного цикла – урунджикские слои. Это пески, галечники с крупными, весьма характерными раковинами – *Didacna pravoslavlevi* Fed., *D. kolesnikovii* Fed., *D. mingetschaurica* Vekil., *D. eulachia* Bog. (Fed.), из которых последняя появилась еще в бакинское время. Здесь же нередко встречаются *D. exgr. palivkini* Wass., характерные для хазара.

Естественно, что в пределах всего Каспийского региона эти комплексы неоднородны, по-

скольку они определяются местными экологическими условиями. Однако приведенные здесь руководящие формы присутствуют повсеместно в Каспии, Манычской ложбине, на Таманском и Керченском полуостровах. Перерывы между нижним и верхним баку, как и между верхним баку и урунджиком, незначительны, но достаточно отчетливы и хорошо биостратиграфически и литологически обоснованы, что можно наблюдать в разрезах Апшеронского полуострова, Западной Туркмении, полуострова Бузачи (берега впадин Мьястек и Кызан), а также в керновом материале буровых скважин почти на всех берегах Каспия.

Поэтому представляются не состоятельными утверждения А.А. Свиточа (1991) о невозможности биостратиграфического подразделения нижнего плейстоцена Каспия, как и аналогичное его заявление по отношению хазарского и хвалынского горизонтов. Надо также отметить, что соотношение слоев и их палеонтологические характеристики разреза балки "Нефтяной" (Мишовдаг) в упомянутой работе А.А. Свиточа даны неверно, что вносит путаницу в вопросы расчленения плейстоцена Каспия.

Лучшие разрезы, где отчетливо наблюдаются верхнебакинские и урунджикские слои с характерной для них фауной и следами перерыва, имеются в Прибалханской низменности Западной Туркмении (Кумдаг, Урунджик) и в Куринской низменности (Мишовдаг, балка Нефтяная). На склоне хр. Малый Харамы имеется самостоятельная терраса урунджикского возраста (Федоров, 1957).

Прилагаемый график хода изменений уровня Каспия в раннем и среднем плейстоцене (рис. 1) характеризует лишь тенденции этих явлений, поскольку известны отметки трансгрессивных пиков (с учетом тектонических нарушений) в геоло-

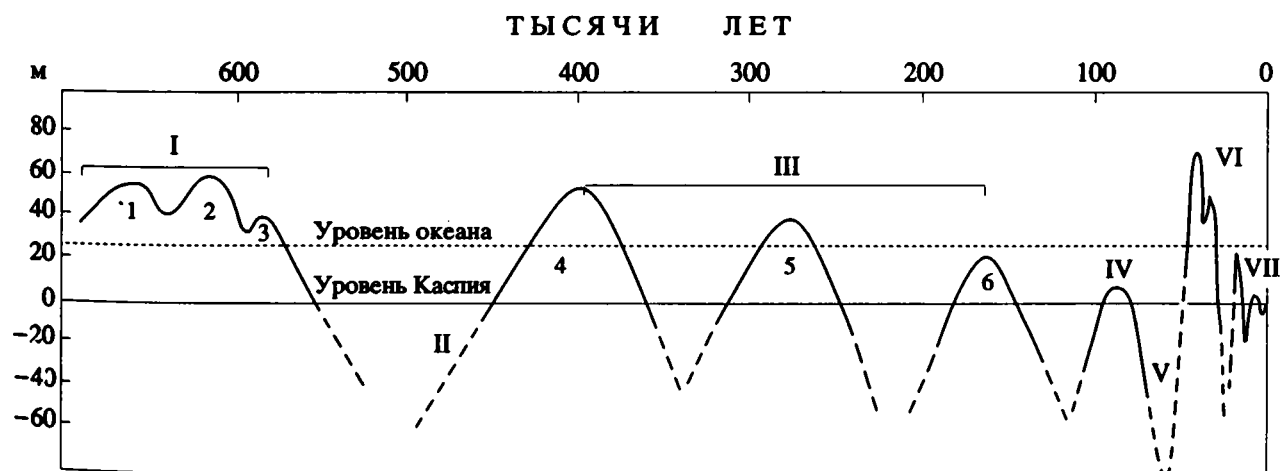


Рис. 1. Основные тенденции изменений уровня Каспия в плейстоцене.

I – бакинский трансгрессивно-регрессивный цикл (1 – раннее баку, 2 – позднее баку, 3 – урунджик), II – венедская регрессия, III – раннехазарский трансгрессивно-регрессивный цикл (4 – палеосингиль, 5 – сингиль, 6 – косож), IV – позднехазарская трансгрессивная фаза, V – ательская регрессия, VI – хвалынский трансгрессивно-регрессивный цикл, VII – новокаспийский трансгрессивно-регрессивный цикл.

гическое время. О регрессивных минимумах судить трудно. Можно предполагать, что они могли достигать в это время десятков и даже сотен метров. Однако характер самих трансгрессивно-регрессивных циклов достаточно хорошо обоснован геологическими данными. Тюркьянская регрессия проявилась весьма отчетливо в виде переглубления долины Волги (Горецкий, 1966) и других рек бассейна Каспия, а также накопления континентальной тюркьянской свиты, представленной как аллювиальными, так и наземными образованиями. В западной части Туркмении она несогласно залегает на апшероне и содержит фауну остракод бакинского типа, что стратиграфически сближает ее с бакинскими отложениями. Отказываться от выделения тюркьянской свиты (как иногда предлагают) и вообще от континентальных свит внутри каспийского плейстоцена не целесообразно, хотя надо учитывать, что все они постепенно уменьшаются в мощности и выклиниваются в сторону моря.

Утверждение А.В. Мамедова и Б.Д. Алескерова (1991) о присутствии бакинских кардинид в тюркьянской свите связано вероятно с недоразумением, так как в последней встречаются только представители бакинской микрофауны. Следует отметить также, что со временем минимального уровня тюркьянской регрессии связано вымирание значительной части апшеронских моллюсков и появление уже собственно плейстоценовых бакинских кардинид.

Данные бурения, проводившегося Гидропроект в долине Волги и Приманычье, позволили Г.И. Горецкому (1966) и Г.И. Попову (1983) выделить глубокую послебакинскую регрессию, названную ими венедийской, которая соответствует ушталской регрессии, также разделяющей бакинский и нижнехазарский (или гюркьянский)<sup>2</sup> седиментационные циклы в Куринской низменности. На этом рубеже произошла смена бакинской фауны моллюсков нижнехазарской, а также смена буроцветной формации алевроитов, песков и карбонатных ракушечников бакинского горизонта на сероцветные алевроиты, пески и грубые галечниковые конгломераты-ракушечники нижнего хазара. Значительное обогащение нижнехазарских отложений Кавказского побережья, Западной Туркмении и Нижнего Поволжья терригенным материалом дальнего приноса свидетельствует о большом обводнении рек бассейна Каспия в среднем плейстоцене, вероятно, связанное с таянием древнего оледенения (Федоров, 1957).

Наличие трех абразионно-аккумулятивных террас на Кавказском побережье Каспия на абс. высо-

тах 90 м, 125 и 160 м, сложенных грубыми галечниковыми конгломератами и ракушечниками с фауной нижнехазарских кардинид (Федоров, 1957), и данные бурения в долине Волги (Горецкий, 1966), где также наблюдается трехчленное строение нижнехазарской толщи, дали основание автору (Федоров, 1972) подразделить нижний хазар на три части.

Используя терминологию П.А. Православлева, были выделены ранние нижнехазарские (или палеосингильские), средние нижнехазарские (или сингильские) и поздние нижнехазарские (косожские) слои. Верхнехазарские отложения (или терраса с *Didacna surachanica*) были перенесены из верхов среднего плейстоцена в низы верхнего плейстоцена. Было ли это правильно? Тем более, что хазарские отложения оказались как в среднем плейстоцене, так и в верхнем!

Здесь следует напомнить, что хазарскими П.А. Православлев именвал слои с *D. surachanica* Andrus, а сингильские, астраханские и косожские рассматривал как самостоятельные и не включал их ни в бакинский, ни в хазарский ярус. Однако, по его словам, сингильские и косожские отложения содержат фауну моллюсков хазарского типа (личная беседа 1940 г.), что подтвердилось в результате последующих исследований автора (1953; 1957). Поэтому первоначально были выделены нижнехазарские (сингиль-косож) и верхнехазарские (хазарские П.А. Православлева) отложения в составе среднего плейстоцена. Дальнейшее изучение данной проблемы показало необходимость перенесения верхнего хазара в основание верхнего плейстоцена. Вот каковы причины:

1). Несогласное залегание верхнехазарских известняков-ракушечников на нижнехазарских породах на Кавказском побережье, в том числе в восточной части Апшеронского полуострова, на Красноводском полуострове, Мангышлаке и полуострове Бузачи.

2). Преобладание в комплексе фауны моллюсков раковин *Didacna surachanica* Andrus, хотя этот вид появляется еще в верхах нижнего хазара, где он входит в палеоценоз, вместе с тригоноидными *Didacna*.

3). Радиометрические данные, согласно которым верхний хазар оценивается в 80 - 90 тыс. лет, т.е. несколько моложе черноморского карагата (90 - 120 тыс. лет), который в общей стратиграфической шкале Европейской России приравнивается к тиррену (в узком смысле), как эквивалент ресс-вюрма и относится к основанию верхнего плейстоцена. Однако, подразделяя на этих основаниях нижне-верхнехазарские отложения, надо иметь в виду, что они представляют собой единую формацию прибрежных грубых известняков-ракушечников и конгломератов (Кавказ) или известняков-ракушечников и карбонатных песчанников (Мангышлак, Бузачи).

<sup>2</sup> Первоначально гюркьянскими отложениями (по сел. Гюркьяны на востоке Апшеронского полуострова) В.В. Богачев и О.В. Дашевская называли слои, залегающие между бакинскими и верхнехазарскими отложениями, что соответствует нижнехазарскому горизонту общекаспийской шкалы (Федоров, 1957; 1972).

4). Верхнехазарские отложения содержат мало галек пород Центрального Кавказа и весьма карбонатны, а раковины *Didacna surachanica* и других моллюсков массивные и крупные (наблюдается гигантизм отдельных форм). На восточном побережье Каспия прибрежные отложения этого возраста образуют литифицированные пересыпи, бары и косы (Красноводская коса, пересыпи Кара-Богаз-Гола, Ащи-Сора (залив Канкрина), сложенные карбонатными песчаниками, солитами и ракушечниками. На эти аккумулятивные прибрежные формы наложены аналогичные образования позднехвалынского и новокаспийского возрастов. Подобные породы могли отлагаться в теплой воде, насыщенной карбонатом кальция. В отличие от них в нижнехазарских отложениях преобладают сероцветные тона, а фауна моллюсков свидетельствует о некотором опреснении всего моря (преобладают мелкорослые тригонидные *Didacna*).

Таким образом, данные биостратиграфии и палеоэкологии все же указывают на существенную разницу в палеогеографической обстановке и возрасте бассейнов, в которых отлагались нижне- и верхнехазарские слои.

Уровень верхнехазарского Каспия был невысок и по сравнению с уровнем бакинского и раннехазарского бассейнов находился скорее в состоянии регрессии, хотя на всех берегах наблюдается трансгрессивное залегание верхнего хазара на нижнем. Если на побережье Дагестана верхнехазарская терраса поднята до абс. высоты 30 - 40 м<sup>3</sup>, а в восточной части Апшеронского полуострова она редко поднимается выше нулевой горизонтали, то на Мангышлаке и западе Красноводского полуострова она располагается на 10 - 15 м ниже уровня океана.

На близких отметках (минус 10 - 15 м) верхнехазарские отложения известны в долинах Волги, Урала и по буровым данным на их междуречье. Такая степень тектонических нарушений верхнехазарской береговой линии позволяет предполагать, что уровень данного бассейна был несколько ниже нулевой горизонтали (уровня океана).

Верхнехазарские отложения выделяются Г.И. Поповым (1983) в долине Западного Маныча, где они, по его данным, перекрываются карангатскими слоями. Очевидно, что это не верхнехазарские отложения, а более древние – нижнехазарские, так как первые по радиометрическим данным имеют возраст около 80 - 90 тыс. лет, а карангатские более 100 тыс. лет. Это видно и по составу приводимой Г.И. Поповым фауны моллюсков "верхнего" хазара, где встречается масса типичных нижнехазарских форм *Didacna pallasii* Prav., *D. subpyramidata* Prav. и др. (Попов, 1983). Что касается указанных им *Didacna surachanica*, то

известно ее появление в нижнем хазаре. Однако настоящие верхнехазарские отложения все же простираются по Манычской долине в сторону впадины Азовского моря – это гирканские слои, по терминологии Г.И. Попова (1983). Данные слои всюду занимают такое же стратиграфическое положение, как и верхнехазарские в области Каспия и по существу ими являются. Следы верхнехазарских отложений имеются в западной части Таманского полуострова, где у сел. Ильичевка к карангатской террасе высотой 7 м, содержащей бедную средиземноморскую фауну моллюсков, прислоняется терраса высотой около 2 м, осадки которой содержат мелкорослые *Didacna ex gr. ebersini* Fed, *Dreissena*, а также переотложенные из карангатской террасы *Cardium edule* L. По-видимому, это опресненная фация верхнего хазара, относящаяся ко времени начальной стадии регрессии Карангатского моря, когда впадина Азовского моря была занята слабосоленым проточным водоемом, принимавшим солоноватые воды Позднехазарского моря и сбрасывающим свои воды через Керченский пролив в Черное море. Однако не исключен и раннехвалынский возраст этой террасы.

Таким образом односторонний сброс каспийских вод по Манычскому проливу в Азово-Черноморскую впадину, происходивший в бакинское и нижнехазарское время, был также и в позднем хазаре. Если карангатская трансгрессия в Черном море отвечала оптимуму рисс-вюрмского межледниковья, то небольшая по размерам позднехазарская трансгрессия относилась к конечной стадии этого межледниковья. Возможно она сопоставима с финальной стадией тиррена Средиземного моря. Следы посткарангатского потепления имеются и на востоке Керченского полуострова в известном Эльтигенском разрезе. Здесь непосредственно на кровле карангата развита довольно мощная погребенная красновато-бурая почва, которая своим иллювиальным горизонтом внедряется в выветрелые пляжевые пески карангата.

Если приведенные построения верны, то следует допускать, что максимуму карангатской трансгрессии Черного моря соответствовала регрессивная фаза Каспия на границе нижнего и верхнего хазара, геологические следы которой достаточно ясны.

В позднехазарское время происходит повсеместная аккумуляция прибрежного материала, связанная, вероятно, с длительным стационарным стоянием уровня моря и его частыми и незначительными осцилляциями. Образования в виде кос и пересыпей формируются на Кавказском побережье (восточная часть Апшеронского полуострова) и особенно на восточном побережье Каспия (Мангышлак, Красноводский полуостров). При этом надо обратить внимание на то, что южнее Апшеронского полуострова и Красноводской косы верхнехазарские отложения, во всяком случае, в своей характерной фации не были встречены, что,

<sup>3</sup> Здесь она всюду перекрыта раннехвалыньскими отложениями.

вероятно, связано с их последующим погружением в этой весьма мобильной части Каспийской впадины. Не исключено, однако, что они присутствуют на Иранском побережье, если учесть мои находки<sup>4</sup> крупных *Didacna surachanica* Andrus в переотложенном залегании на пляже острова Ашур-Аде (восток южного побережья Каспия) вместе с раковинами современных моллюсков.

Вероятно, именно в позднем хазаре Кара-Богаз-Гол был отделен пересыпями от Каспия и начал свою аналогичную современной историю. Правда, наличие верхнебакинских прибрежных карбонатных песчаников и ракушечников у мыса Омчалы (западная часть южного берега залива) может указывать на существование еще в бакинское время южной косы, но несколько восточнее современной.

Проблемы Кара-Богаз-Гола и его роль в истории Каспия – особая тема. Здесь необходимо лишь отметить, что этот залив играл определенную роль в изменениях уровня Каспия и был в какой-то степени регулятором его солёности.

Формирование палеопересыпей в позднем хазаре приводило к постепенной изоляции залива от Каспия и увеличению его солёности.

Позднеплейстоценовые и голоценовая трансгрессии – раннехвалынская, позднехвалынская и новокаспийская превращали Кара-Богаз-Гол в открытый залив с нормальной каспийской солёностью. Это несомненно приводило к растворению какой-то части солей, накопившихся в регрессивные фазы, и повышало общую солёность всего моря. И наоборот, в регрессии, когда впадина залива была занята изолированным или полуизолированным водоемом, происходило накопление солей и вместе с водой Каспий терял часть своих солей. Известный русский натуралист и путешественник Г.С. Карелин в 1832 - 1936 гг. на своем корабле заходил в Кара-Богаз-Гол (Карелин, 1883), который тогда еще не был сильно засолен, так как в нем, по его словам, “туркмены ловили осетров”. В 1933 г. гидрографическое судно “Секстан”, в составе команды которого находился и автор, вошло в залив по узкому проливу и проводило в нем промеры и другие работы. К этому времени солёность Кара-Богаз-Гола значительно возросла и в нем шла садка сульфата и его добыча.

Последующая ательская регрессия Каспия открывает новую страницу в истории моря. Она началась после завершения позднехазарской трансгрессии и проходила, вероятно, во время развития калининского оледенения на Русской равнине. В области Каспия эта смена климата отчетливо выражена в изменении характера наземных образований. В Юго-Западной Туркмении древний золотой рельеф песчаного массива Машад в это

время был покрыт плащом лёссовидных супесей и суглинков, свидетельствующих о былом растительном покрове, произраставшем здесь в более влажных условиях. Следы увлажнения наблюдаются на Кавказском побережье, где поверх верхнехазарских ракушечников залегают грубые галечники и супеси аллювиального происхождения, а в Западной Туркмении у подножия возвышенностей (Большой Балхан, южный обрыв Красноводского полуострова) отмечены мощные накопления пролювиальных галечников и щебня, которые позднее были переработаны волнами раннехвалынского моря и образуют серию береговых валов (Федоров, 1946). В Северном Прикаспии аллювиальные и покровные суглинки ательской свиты подстилаются ахтубинскими песками. В Манычской долине ательская (гудиловская) свита занимает аналогичное стратиграфическое положение.

Хвалынская и послехвалынская история Каспия достаточно хорошо изучена, в том числе автором, и казалось бы не нуждается в дополнениях. Однако интерес и даже обеспокоенность, вызванные сейчас резкими изменениями уровня Каспия в последние годы, вынуждают рассмотреть проблему трансгрессивно-регрессивных циклов Каспия за позднеплейстоценовое и голоценовое время, как основу для оценки его современного состояния и возможного прогноза на будущее.

Хвалынские террасы и древние береговые валы, почти не нарушенные тектоническими движениями, дают надежный материал для суждения о ходе изменений уровня Каспия.

Отчетливо просматривается два крупных трансгрессивно-регрессивных цикла: раннехвалынский и позднехвалынский, разделенные регрессивной межхвалынской (енотаевской) фазой. Этой фазе отвечают дельтовые алевроиты и пески Мессерианской равнины в юго-западной Туркмении, такырные супеси и суглинки у подножия Большого Балхана, врез во II террасу Волги и т.д. (Федоров, 1957). Характерна мелкорослость и сравнительное разнообразие раннехвалынских кардиид, представленных преимущественно *Didacna cristata* Bog., *D. eberlini* Fed., *D. parallella* Bog. var., а также типичными для Северного Прикаспия *D. protracta* Eichw., что указывает на некоторое общее опреснение всего бассейна. В это время еще сохраняются некоторые хазарские реликты, находившие себе убежища в небольших заливах юго-западного побережья Мангышлака (район Бекдаша) и лиманах Ергеней (*Didacna zhukovi* Fed. и др.).

Позднехвалынские кардииды представлены в основном крупными *Didacna praetrigonoides* Nal. и реже *D. subcatillus* Andrus. На Мангышлаке они связаны с карбонатными песчаниками и оолитами. В самом конце поздней хвалыны на прибрежных мелководьях вновь появляются довольно богатые биоценозы.

<sup>4</sup> Работы проводились в 1942 г. в составе спец. экспедиции Отделения геолого-географических наук АН СССР.

Эндемизм, характерный для каспийской фауны моллюсков, наиболее ярко проявляется в переживании более древних форм в последующих (молодых) бассейнах. В то же время появление новых, более молодых форм связано с предшествующим историческим этапом.

Однако из этого не следует, что данная фауна не дает оснований для стратиграфических подразделений бакинских, хазарских и хвалынских отложений на более дробные единицы на палеонтологическом основании. Поэтому представляется совершенно не состоятельной недавняя публикация А.А. Свиточа (1991) о невозможности выделения нижнебакинских, верхнебакинских, нижнехазарских, верхнехазарских, нижнехвалынских и верхнехвалынских отложений на основании смен комплексов моллюсков.

Ход изменения уровня Каспия реставрируется на основании высот абразионно-аккумулятивных террас и береговых валов. Раннехвалынских береговых линий в ряде мест (подножие Большого Балхана и т.д.) насчитывается до 5 - 6, хотя наиболее постоянные уровни отмечаются на абс. высотах: 47 - 48 м, 32 м, 22 - 25 м, 14 м (соответственно 76 м, 60 м, 50 - 52 м, 42 м над уровнем Каспия) при этом они почти не нарушены тектоникой и их уровни прослеживаются на всех берегах Каспия.

Позднехвалынских береговых линий три: на абс. отметках -2 м, -11 м и -16 м (соответственно 26 м, 17 м и 12 м над уровнем Каспия (-28 м)). Они не нарушены вертикальными движениями и отражают истинные высоты максимальных уровней трансгрессивных фаз.

Что касается разделяющих их низких уровней, то о них можно судить только косвенно. Предположительно они характеризовались десятками метров ниже современного уровня. Более надежны данные о послехвалынской регрессии, названной М.М. Жуковым (1945) мангышлакской,

для которой падение уровня оценивается в -50 м (или на 22 - 23 м ниже современного уровня моря). Большинство исследователей считает, что уровень моря в межхвалынскую (енотаевскую) регрессию снижался более, чем на -100 м.

Весь комплекс материалов по хвалынским террасам позволяет построить кривую колебаний уровня моря, которая для позднехвалынского и новокаспийского времени подкреплена и радиоуглеродными датировками (Рычагов, 1977). Если для раннего и среднего плейстоцена намечаются лишь основные, наиболее крупные трансгрессивно-регрессивные циклы, то для хвалынской и послехвалынской истории Каспия удастся более детально реставрировать ход изменения уровня, где трансгрессивные пики выявлены с точностью до 1 м. Тем не менее приводимая кривая (рис. 2) является схематической, так как здесь отсутствуют точные отметки регрессивных уровней. Кроме того, трансгрессивные и регрессивные отрезки кривой являются осредненными, поскольку в действительности они были осложнены второстепенными флуктуациями. Колебания уровня Каспия в хвалынское и послехвалынное время отражают изменения глобальных климатических условий и прежде всего ход развития и деградации последнего материкового оледенения.

Возраст террас от -2 м ("нулевой") до -16 м оценивается в пределах 14.- 10 тыс. лет, мангышлакская регрессия в 8 - 9 тыс. лет, а первая фаза новокаспийской трансгрессии 6 - 6.5 тыс. лет, реже в 5 - 5.5 тыс. лет (Рычагов, 1977, и др. источники).

Сравнительный геоморфологический анализ поздних и раннехвалынских террас позволяет предполагать значительную древность раннехвалынской трансгрессии и отвергнуть радиоуглеродные даты (11 - 12 тыс. лет) для ее максимальной фазы, которые иногда приводятся в литературе.

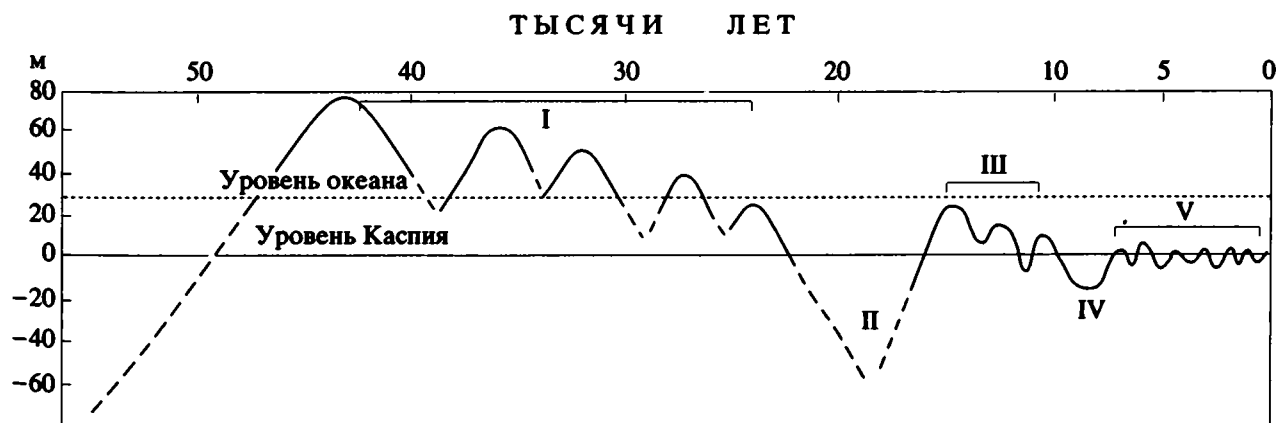


Рис. 2. Схематическая кривая изменений уровня Каспия во вторую половину позднего плейстоцена и в голоцене.

I — раннехвалынский трансгрессивно-регрессивный цикл, II — межхвалынская (енотаевская) регрессия, III — позднехвалынский трансгрессивно-регрессивный цикл, IV — мангышлакская регрессия, V — новокаспийский трансгрессивно-регрессивный цикл.

Представляется наиболее вероятным, что раннехвалынский трансгрессивный цикл соответствует времени таяния калининского оледенения (вюрм-1) и значительной части мологошкесненского межледниковья, а межхвалынская (енотаевская) регрессия отвечала последнему верхнеплейстоценовому оледенению (вюрм-2). Поясню свою мысль: озерный гидрологический режим Каспия характеризовался увеличением его водной массы (трансгрессией) при положительном водном балансе, когда в него поступало много талых ледниковых вод. Это началось во время накопления ательской свиты и ее стратиграфических аналогов (т.е. после 60 - 70 тыс. лет назад). Учитывая время накопления этой свиты, можно предполагать, что максимум раннехвалынской трансгрессии несколько моложе 50 - 45 тыс. лет и тогда фазы регрессии раннехвалынского бассейна укладываются в интервал от 40 - 45 до 22 - 25 тыс. лет.

Достаточно распространенное мнение о том, что оледенениям соответствуют трансгрессии Каспия, а межледниковьям — его регрессии (Варущенко и др., 1982) вызывает возражение на основании всего комплекса геологических и палеогеографических данных. Если мы представим часть кривой, отражающую изменения уровня, то ее восходящая часть отвечает положительному балансу, вершина кривой — оптимуму, за которым следует переход к отрицательному балансу. Регрессия развивалась в условиях преобладания испарения над поступлением вод с суши, но далее следует новая восходящая часть кривой — переход к новому увлажнению и, вероятно, похолоданию. В эту фазу самого начала следующей трансгрессии уровень моря еще предельно низок (регрессия), а осадки отлагаются уже в новых (гумидных) условиях.

Известно, что 9 - 10 тыс. лет назад произошло значительное глобальное потепление климата, которое вызвало ускорение фландрской трансгрессии океана и Средиземного моря и привело 8 - 9 тыс. лет назад к возникновению нижнего босфорского течения и поступлению соленых вод и средиземноморской фауны в Черное море. С этим потеплением и аридизацией климата в области Каспия несомненно связана мангышлакская регрессия. Последующее развитие новокаспийского трансгрессивно-регрессивного цикла протекало в зависимости от климатических изменений в среднем и позднем голоцене. Необходимо отметить, что после своего максимума (–22 м), имевшего место около 6 тыс. лет назад, уровень Каспия в последующие трансгрессивные пики не превышал эту отметку. Дальнейшие колебания уровня Каспия, в том числе за историческое время, ни разу не превышали абсолютную отметку — минус 23 м — и снижались глубже 8 (12) м. Последние, исторически датированные регрессивные фазы были в VI в. н. э. при строительстве иранским ханом Ануширваном крепости Дербент (Баб-Эль-Абваб), когда уровень моря стоял на 4 - 5 м ниже современ-

ного (Аполлов, 1956), а также при строительстве крепости в Бакинской бухте вблизи Баилова мыса ("Каравансарай") — XIII - XIV вв. н. э., при уровне на 2 - 3 м ниже современного. Эти и другие, вероятно более древние, низкие уровни голоценового Каспия впервые были отмечены в 1939 г. на дне залива Александр-Бай (Мангышлак) В.П. Зенковичем и мной при работах в легком кислородном водолазном аппарате. Эти прекрасно сохранившиеся абразионные ниши наблюдались нами на глубинах 4 м, 8 м и 12 м (от уровня 1939 г.). Позднейшие исследователи обнаружили эти и более низкие следы уровней на Дагестанском и Мангышлакском побережьях.

Рассмотрение геологической истории Каспия показывает, что характерной чертой ее были частые изменения объема водной массы этого замкнутого бассейна в связи с глобальными и региональными колебаниями климата. С трансгрессивно-регрессивными циклами здесь были связаны изменения солёности вод и смены комплексов фауны моллюсков, которые определялись в значительной степени экологическими причинами. Эволюция этих организмов проявилась на крупных рубежах: акчагыл-апшерон, апшерон-баку, баку-нижний хазар, верхний хазар-ранняя хвалынь и поздняя хвалынь-новокаспий. Последний рубеж подчеркнут появлением в Каспии *Cardium edule* L. (*Cerastoderma glaucum*) в послехвалынское время, занесенного сюда пассивным путем (Федоров, 1957), так как последнее соединение Каспия с Черным морем было во вторую половину ранней хвалыни в виде одностороннего сброса вод из Каспия по Манычскому проливу в Азовское море.

Ход изменений уровня Каспия в позднехвалынское и новокаспийское время (рис. 2) показывает, что современное его положение является естественным для последнего тысячелетия. Если не считать наиболее существенных отклонений во влажные (до –23 м) и сухие (до –32 м) эпохи, то уровень моря колебался в пределах –26 м ... –28 м, что позволяет рассматривать отметку наших дней около –27 м в качестве средней.

Анализ этого природного процесса показывает, что в новейшее геологическое время, во всяком случае за последние 10 - 15 тыс. лет, имело место постоянное снижение уровня Каспия, связанное с потеплением и аридизацией климата.

Есть основания предполагать, что эта тенденция сохранится и в ближайшие столетия.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Али-Заде А.А. Акчагыл Туркменистана. М.: Госгеол-издат, 1961. Т. 1. 299 с.  
 Андрусов Н.И. Апшеронский ярус // Тр. Геол. комис., нов. сер. 1923. Вып. 10. 294 с.  
 Аполлов Б.А. Колебания уровня Каспийского моря // Тр. Ин-та океанологии. 1956. Т. 15. 288 с.

- Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К.* Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовременн. М.: Наука, 1989. 240 с.
- Горецкий Г.И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 410 с.
- Жуков М.М.* Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана. Изд-во АН СССР, 1945. Т. 2. 240 с.
- Карелин Г.С.* Путешествие по Каспийскому морю в 1832 - 1836 гг. // Зап. Русск. географ. об-ва (по общей географии). 1883. Т. 10. С. 1 - 287.
- Кодесников В.П.* Акчагыльские и апшеронские моллюски // Палеонтология СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. 10. Ч. III. 260 с.
- Копп М.Л., Щерба И.Г.* Соотношение тектонического и климатического фактора изменения размеров и глубины кайнозойских бассейнов юга СССР // Докл. АН СССР. Геология. 1992. Т. 332. № 3. С. 567 - 571.
- Мамедов А.В., Алескеров Б.Д.* К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Каспия // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука, 1991. С. 100 - 106.
- Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 213 с.
- Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1977. 62 с.
- Свиточ А.А.* Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание) // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука, 1991. С. 5 - 100.
- Туголесов Д.А.* О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 6. С. 131 - 140.
- Федоров П.В.* К стратиграфии каспийских отложений Прибалханского р-на ТуркмССР // Сов. Геология. 1946а. № 11. С. 33 - 43.
- Федоров П.В.* О четвертичной истории Каспийского моря // Изв. Всес. геогр. о-ва. 1946б. Т. 78. № 4. С. 448 - 449.
- Федоров П.В.* Каспийские четвертичные моллюски рода *Didasna* Eichwald и их стратиграфическое значение // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 112 - 150.
- Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. ГИН АН СССР, 1857. Вып. 110. 298 с.
- Федоров П.В.* О некоторых вопросах стратиграфии плиоценовых и четвертичных отложений Понто-Каспийской области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34. Вып. 4. С. 137 - 142.
- Федоров П.В.* Подразделение хазарских отложений и их положение в шкале каспийского плейстоцена // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 2. С. 81 - 87.
- Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 164 с.
- Федоров П.В.* Проблема колебаний уровня Черного моря в плейстоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 55 - 64.



Эволюция биосферы

УДК 551.791:551.583.7(470.311)

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОЭКОЛОГИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПОДМОСКОВЬЯ

© 1994 г. С. С. Габлина, К. В. Горецкий

*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия**Институт литосферы РАН, 109180, Москва, Старомонетный пер., 22, Россия*

Поступила в редакцию 04.04.92 г.

Статья посвящена новым данным по стратиграфии и условиям формирования отложений среднего и верхнего плейстоцена Подмосковья. Она поднимает важные вопросы, связанные с положением калининского оледенения и одиновского межледникового. В четырех разрезах четвертичных отложений было изучено соотношение геологических тел, проведены диатомовый и палинологический анализы, сделаны определения возраста методом оптически стимулированной люминесценции. Все это позволило уточнить стратиграфическое положение исследованных толщ и сделать палеоэкологические выводы относительно условий их аккумуляции в одиновских и микулинских водоемах.

Четвертичные отложения Подмосковья в течение многих лет были предметом детального изучения. Здесь созданы классические стратиграфические схемы для среднего и верхнего плейстоцена центральной части Русской равнины, используемые ныне для геологического картирования и геологоразведочных работ. Однако в последние годы появились материалы, в значительной степени меняющие прежние представления о возрасте морен и межледниковых толщ. В связи с этим в Геологическом институте РАН поставлены исследования, ориентированные на детальное, комплексное изучение ряда опорных разрезов, которые позволяют установить реальные взаимоотношения ледниковых и межледниковых отложений и событий плейстоцена. В предлагаемой статье рассматриваются средне- и позднеплейстоценовые отложения в окрестностях городов Дмитрова и Балашихи.

В окрестностях г. Дмитрова, на северном склоне Клинско-Дмитровской гряды в течение 1987 - 1989 гг. нами изучались разрезы четвертичных отложений. Наиболее интересными и представительными являются три разреза – “У мясокомбината”, “Борисова гора” и “Борисова гора-2” (см. рис. 1I, 1III, 1IV).

В ковшеобразном карьере (в плане) “У мясокомбината” залегают горизонтальнослоистые флювиогляциальные пески (мощностью до 8 м), полого погружающиеся под дно карьера. Они перекрываются московской (второй среднеплейстоценовой) мореной. На контакте песков и валунных супесей хорошо заметны петлеобразные складки, микросбросы, трещины, появившиеся в

результате гляциодинамического воздействия наступавшего московского ледника. Часть морены снята вскрышными работами, оставшаяся мощность – 3 - 4 м.

В восточной части разреза водноледниковые и ледниковые отложения погружаются под дно карьера. В них вложена торфяная залежь и озерные глины (мощностью до 15 м). В разрезе линза озерных отложений имеет чашеобразную форму. В краевой части залежь обогащена галькой и валунами, вымытыми из подстилающей морены.

Толща озерно-болотных отложений разбита трещинами на отдельные блоки. Это обстоятельство позволило предположить, что эти отложения являются отторженцем или сильно дислоцированы в постседиментационное время.

Озерно-болотные осадки перекрываются песками, горизонтальнослоистыми, хорошо отсортированными. В верхней части горизонта песков слоистость нарушена псевдоморфозами, относящимися ко времени наступления калининского ледника. Первоначальное состояние трещин деформировано наступавшим ледником. В кровле песчаного слоя (мощностью до 2 м) имеются гляциодинамические петлевидные складки и микросбросы.

Весь комплекс описанных отложений перекрывается тонким пластом (мощностью до 0.5 - 1 м) буро-коричневой морены калининского возраста. В теле морены отмечены включения озерных серых алевроитов из подстилающих микулинских отложений.

Данный разрез неоднократно изучался различными исследователями (Гиттерман и др., 1978) и

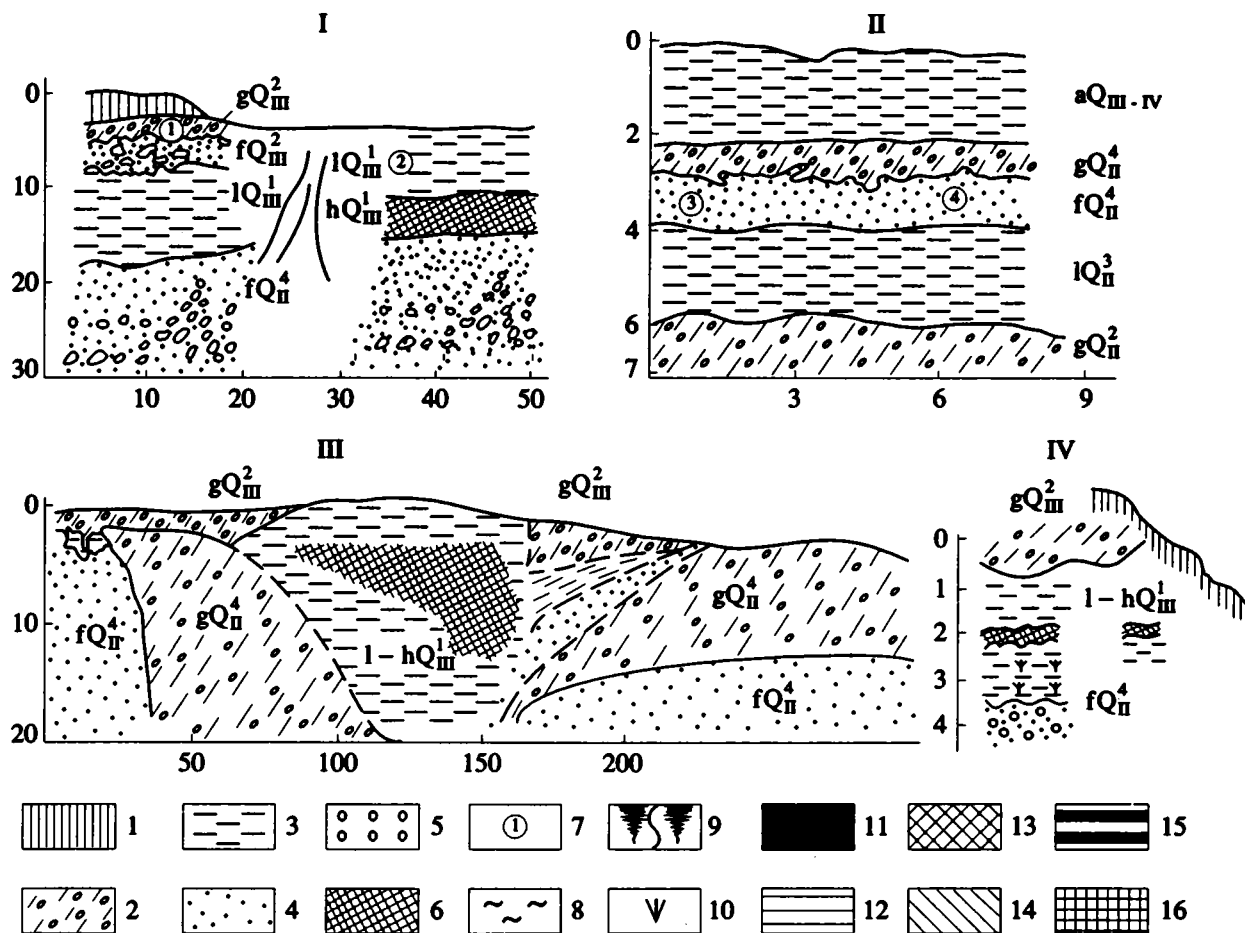


Рис. 1. Разрезы позднечетвертичных отложений Подмосковья: I – “Борисова гора” в г. Дмитрове; II – “Красная роза” в г. Балашихе; III – “У мясокомбината” в г. Дмитрове, IV – “Борисова гора-2”, в г. Дмитрове. Литология: 1 – покровные суглинки; 2 – валунные супеси и суглинки (морена); 3 – озерные суглинки; 4 – песок; 5 – гальки, гравий, валуны; 6 – торф; 7 – место отбора образцов на фотолюминесцентный анализ (цифры в кружках): 1) обр. 1108 –  $65 \pm 15$  тыс. лет; 2) обр. 1109 –  $100 \pm 15$  тыс. лет; 3) обр. ФЛ-2 –  $170 \pm 15$  тыс. лет; 4) обр. ФЛ-1 –  $170 \pm 15$  тыс. лет; 8 – илы; 9 – почвы; 10 – растительные остатки. Экологические группы: 11 – планктон, 12 – донные, 13 – обрастатели, 14 – болотные и озерно-болотные, 15 – речные и родниковые, 16 – почвенные.

считается опорным для микулинского межледникового. Диатомовый анализ пород из этого обнажения проводится впервые.

Из этого разреза отобрано 14 образцов, 11 из которых содержат диатомовые водоросли, насчитывающие 73 таксона, принадлежащие 22 родам (рис. 2). В данном обнажении в диатомовой флоре доминируют виды родов *Aulacosira*, *Cyclotella*, *Stephanodiscus*, *Pinnularia*, *Navicula* и *Nitzschia*. Диатомовая флора делится на две основные экологические группы: планктонную и бентосную.

Планктонная группа диатомей по видовому разнообразию немногочисленна – 15 форм, которые относятся к 7 родам: *Aulacosira*, *Melosira*, *Cyclotella*, *Stephanodiscus*, *Synedra*, *Asterionella*, *Nitzschia*. В количественном отношении планктонные формы также уступают бентосным. Содержание планктона колеблется от 5.5 до 56.6%.

В нижней части разреза планктона относительно мало. Он представлен только *Aulacosira italica* и

видами рода *Stephanodiscus*. Выше его количество увеличивается, достигая своего первого максимума на глубине 4.75 м, но далее оно постепенно убывает. Новая вспышка численности планктона наблюдается в серых алевроитах, залегающих над торфяником на глубине 1.45 м. Здесь встречаются различные *Aulacosira*, *Stephanodiscus*, *Cyclotella*.

Бентосная группа состоит из диатомей дна и обрастателей. Эта группа более разнообразна как в видовом, так и в количественном отношении. Бентосные диатомовые представлены 58 видами и разновидностями. Количество их колеблется от 43.4 до 94.5%. Среди донных наибольшим разнообразием и численностью характеризуются *Navicula* и *Nitzschia*, которые преобладают в верхней части разреза. А в нижней части чаще встречаются *Pinnularia*, *Ellerbeckia arenaria*, *Gyrosigma* sp.

Обрастатели (эпифиты) тоже довольно разнообразны. Среди них наиболее многочисленны



Рис. 2. Диаграмма распространения диатомовых водорослей в отложениях из разреза "У масокобината".  
Условные обозначения см. на рис. 1.

виды родов *Gomphonema*, *Fragilaria*, *Achnanthes*, *Synedra*, *Cocconeis*, *Eunotia*.

Среди экологических групп ведущее место занимает группа видов-реофилов, которые встречаются по всему разрезу, но наиболее часто – в его средней части. В основном это различные *Navicula* (*N. cryptocephalata* и *N. veneta*, *N. exigua*, *N. gracilis*, *N. hungarica* v. *capitata*), кроме того *Cycl. meneghiniana*, *Meridion circulare*, *Diatoma elongatum* v. *tenue*, *D. vulgare*, причем три последних вида – в низах разреза.

Озерно-болотные и болотные виды сконцентрированы в нижней (*Ellerbeckia arenaria*, *Tabellaria flocculosa*, *Eunotia sudetica*) и в верхней частях разреза (*Fragilaria construens* v. *venter*, *F. pinnata*, *Eunotia praerupta*, *Navicula amphibola*, *Pinnularia lata*). Их гораздо меньше, чем реофилов. Представитель почвенных *Hantzschia amphioxys* тяготеет к средней части – торфу и оторфованным алевроитам, что указывает на некоторое осушение в то время.

По отношению к галобности флора типично пресноводная, представленная олигогалолами (т.е. выдерживающими соленость 0.01 - 0.5%). Среди олигогалобов преобладают индифферентные виды (0.2 - 0.3%). Галофилы (0.4 - 0.5%) – *Cyclotella kuetzingiana*, *Cocconeis pediculus*, *Navicula hungarica* v. *capitata*, *N. meniscus* и др. – в целом распространены по всему разрезу, за исключением интервала глубин 1.45 - 3.75 м, и имеют тенденцию увеличения количества видов к верху разреза. В то же время, в комплексе присутствуют и галофобы, встречающиеся единично: *Cyclotella vorticosa*, *Tabellaria flocculosa*, *Meridion circulare*, *Eunotia pectinalis* v. *minor*, *E. praerupta*.

На глубине 1.55 м были встречены морские формы *Paralia sulcata*, *Grammatophora marina*, *Rhabdonema arcuatum*, вероятно, переотложенные из более древних толщ.

В комплексе преобладают виды-космополиты, хотя большое значение имеют и бореальные виды. Они довольно равномерно распространены по всему разрезу, достигая своего максимума (62.5%) в средней части – на глубине 3.75 м. Холодолюбивые, северо-альпийские виды составляют малую долю от общего числа видов, наибольшего количества достигая на глубине 1.45 м. Среди холодноводных часто встречаются *Melosira distans*, *Synedra montana*, *Navicula amphibola*, *Pinnularia lata* и др.

На основании изложенного выше анализа экологических особенностей диатомовой флоры можно сделать предположение о том, что первоначально водоем “У мясокомбината” представлял собой обширное неглубокое олиготрофное озеро, о чем говорят реофильные элементы, малое количество планктонных видов и значительное – бентосных. В дальнейшем уровень воды в озере повышается и оно становится эвтрофным. Большое разнообразие обрастателей свидетельствует о развитии в озере высшей водной растительности.

Постепенно тенденция к зарастанию увеличивается, водоем превращается в торфяное болото, присутствуют почвенные виды – признак осушения. Новый этап в развитии палеоводоема связан с увлажнением климата. В это время происходит некоторое углубление, эвтрофирование, т.к. увеличивается количество планктона.

Изменение условий в палеоводоеме связано с общим изменением климата, ландшафта и других палеогеографических параметров, о чем свидетельствует и смена комплексов наземной растительности.

Как отмечалось выше, характер диатомовой флоры свидетельствует о существовании довольно большого водоема. Это является еще одним доказательством того, что данные озерно-болотные отложения являются отторженцем более обширной толщи, разбитой и растащенной ледником ранневалдайского (калининского) возраста.

Разрез “Борисова гора” находится примерно в 3 км на север от предыдущего. В этом обнажении вскрывается толща палинологически изученных микулинских озерных отложений, перекрывающих микулинский торфяник (Еловичева и др., 1981). По данным метода оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) возраст озерной толщи –  $100 \pm 15$  тыс. лет. Общая мощность этих отложений – до 8 м. Торфяник лежит на сложнопостроенной пачке флювиогляциальных отложений среднеплейстоценового, московского возраста.

Озерные микулинские отложения перекрываются горизонтом (1 - 1.5 м) плохо сортированных флювиогляциальных отложений (супесь, песок, валуны). На них лежит горизонт морены, красной бурой, калининского возраста, т.к. возраст песка в теле морены, определенный ОСЛ-методом –  $65 \pm 15$  тыс. лет. Ледниковый генезис этих отложений подтверждается дислоцированностью и развальцованностью нижележащих флювиогляциальных отложений. В расчистке хорошо виден валун, вмятый ледником во флювиогляциальные отложения. Отчетливо видны “обтекающие” валун слойки.

Таким образом, в районе г. Дмитрова находилась краевая зона калининского оледенения. Калининско-Дмитровская гряда явилась тем препятствием, которое остановило маломощный калининский ледник; к югу от изученного района морены позднеплейстоценового оледенения не известны. Севернее г. Дмитрова, на Талдомской низменности, хорошо виден камовый рельеф, характерный для зон мертвого льда.

Из толщи озерных отложений над торфяником было отобрано 20 образцов, в 9 из них обнаружены диатомовые водоросли, представленные 49 видами, относящимися к 19 родам. Наибольшим многообразием видов отличаются *Aulacosira*, *Cyclotella*, *Fragilaria*, *Eunotia*, *Navicula*, *Cymbella* (рис. 3).

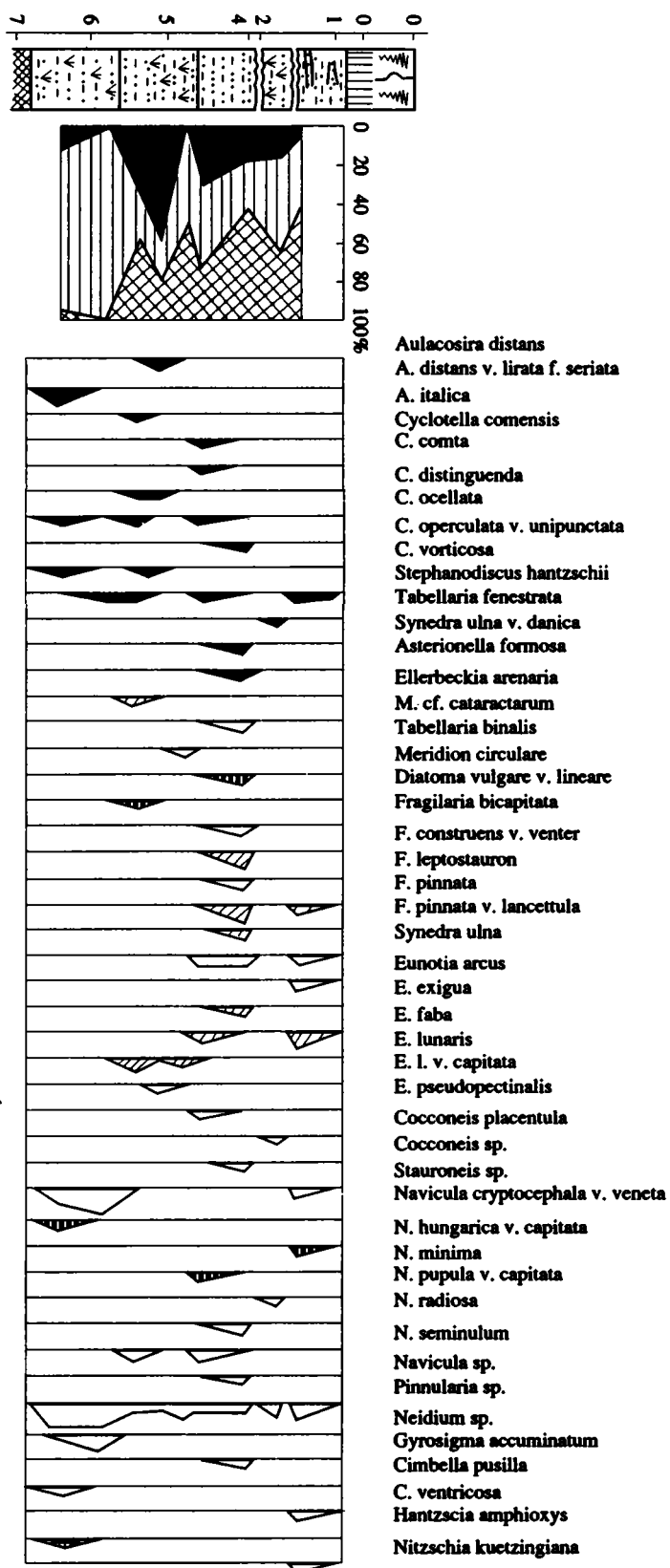


Рис. 3. Диаграмма распространения диатомовых водорослей в отложениях из разреза "Борисова гора".  
 Условные обозначения см. на рис. 1.

Планктонные диатомовые водоросли составляют незначительную часть от общего количества — от 1.3 до 33.3%, максимум — 60% на глубине 5.2 м. Наибольшее видовое разнообразие наблюдается в нижней половине разреза, над торфом — различные *Aulacosira*, *Cyclotella* и др. В верхах встречены единично только *Stephanodiscus hantzshii* и *Tabellaria fenestrata*. В целом планктон представлен 13 видами и 6 родами.

Подавляющее большинство видов диатомовых водорослей относится к бентосной экологической группе (от 66.7 до 98.7%), включающей в себя 36 видов, принадлежащих к 16 родам.

Преимущественное значение среди бентоса в данном разрезе приобретают эпифиты (20 видов и 7 родов). Различные виды обрастателей постепенно сменяют друг друга по разрезу. В низах встречены *Diatoma vulgare* v. *lineare*, многие *Eunotia*, некоторые *Cymbella*. Средняя часть разреза наиболее богата обрастателями — это *Meridion circulare*, *Fragilaria*, *Synedra ulna*, *Cocconeis placentula*, *Cymbella*. К верху количество и разнообразие обрастателей заметно уменьшается.

Среди диатомовых — типичных представителей различных водоемов выделяется группа озерно-болотных и болотных водорослей, которые практически равномерно распространены по всему разрезу. Наиболее многочисленны среди них — *Fragilaria construens* v. *venter*, *F. pinnata*, *Eunotia faba*, *E. lunaris* и др.

Речных видов очень мало. Они представлены единичными *Meridion circulare*, *Diatoma vulgare* v. *lineare* и некоторыми *Navicula*. Почвенный вид *Hantzschia amphioxys* встречен в самом низу разреза в оторфованных алевролитах, переходящих в торф.

По отношению к галобности флора типично пресноводная, представленная преимущественно видами-индифферентами. Присутствуют также и галофилы, тяготеющие к нижней части разреза. Здесь встречены *Cyclotella distinguenda*, *Navicula sturptoccephala* v. *veneta*, *Cymbella pusilla* и др. Галофобы встречены на протяжении всего разреза. Это *Cyclotella vorticosa*, *Tabellaria fenestrata*, *Meridion circulare*, *Fragilaria bicapitata*, *F. leptostauron*, *Eunotia faba*, *Cymbella gracilis*.

По ацидофильности комплекс водорослей почти однороден — это виды алкалофилы и индифференты. Единично встречены по всему разрезу ацидофилы — *Aulacosira distans*, *A. distans* v. *lirata* f. *seriata*, *Eunotia faba*, и алкалибионт *Cymbella leptoceras* в середине разреза.

По географическому распространению наиболее обширной группой являются водоросли-космополиты. Гораздо меньше северо-альпийских и бореальных видов. Наиболее характерны среди бореальных видов — *Cyclotella ocellata*, *Fragilaria pinnata* и др. Холодолюбивые формы наиболее многочисленны в низах разреза. Довольно часто встречаются такие северные диатомовые водо-

росли как *Aulacosira distans* v. *lirata* f. *seriata*, *Cyclotella distinguenda*, *C. vorticosa*, *Eunotia faba*, *Cymbella gracilis* и др.

Таким образом, палеоводоем “Борисова гора” начинает развиваться на месте торфяного болота, поэтому первоначально диатомовая флора имеет угнетенный характер. Изменяется комплекс диатомовых водорослей выше по разрезу: появляются многочисленные эпифиты и озерно-болотные виды, практически отсутствуют реофильные элементы, что свидетельствует о существовании в это время небольшого эвтрофного озера, либо прибрежной окраины более крупного водоема, обильно заросших высшей водной растительностью.

Постепенно водоем приобретает дистрофные черты, т.к. в комплексе преобладают болотные и почвенные обрастатели, и практически отсутствует планктон.

Диаграмма распространения диатомовых в обнажении “Борисова гора” как бы надстраивает диаграмму из разреза “У мясокомбината”. Общая тенденция развития палеоводоемов в окрестностях г. Дмитрова: олиготрофное озеро—эвтрофное—дистрофное, соответствует эволюции микулинских водоемов Белоруссии (Хурсевич, 1979; 1982; 1986). Микулинский возраст подтверждается и следующими признаками диатомовой флоры: отсутствием вымерших видов и отсутствием морфологических отличий от современной флоры, а также соотношениями с подстилающими и перекрывающими ледниковыми образованиями. В целом, оба водоема характеризуются бореальной диатомовой флорой, а колебания количества холодолюбивых видов хорошо коррелируются с данными спорово-пыльцевого анализа (рис. 5).

В процессе исследований в Дмитровском карьере в 1992 г. нами был изучен еще один разрез — “Борисова гора-2” в 200 м от разреза “Борисова гора”. В этом разрезе под моренным суглинком с валунами линзообразно залегает толща межледниковых отложений. В верхней части толщи — тонкий почвенный слой (5 - 10 см), ее подстилает тонкая пылеватая белесая супесь, видимая мощность которой 1.0 - 1.5 м, остальное скрыто под осыпью. Двумя метрами ниже вскрываются торфяник с остатками растений, который вниз по разрезу переходит в толщу бурых оторфованных алевролитов. Далее идет их переслаивание с голубовато-серыми плотными суглинками. Последние вскрыты и в основании линзы. Межледниковые отложения залегают на флювиогляциальных песках и галечниках.

Палинологические исследования толщи выполнены Л.Г. Голубевой (рис. 4). На спорово-пыльцевой диаграмме выделяются три зоны (сверху вниз):

1. Зона лесостепи с березой, ольхой и примесью липы, дуба, клена. Участки хвойных лесов.

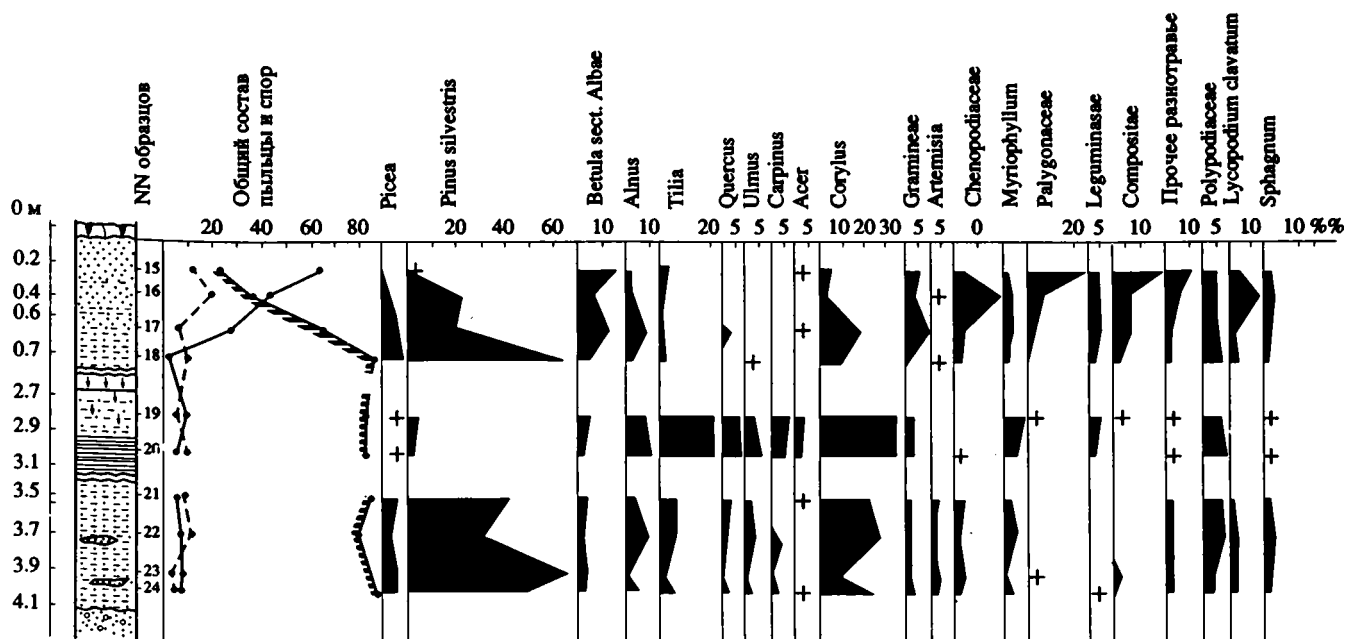


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза "Борисова гора-2".

Условные обозначения см. на рис. 1 и 5.

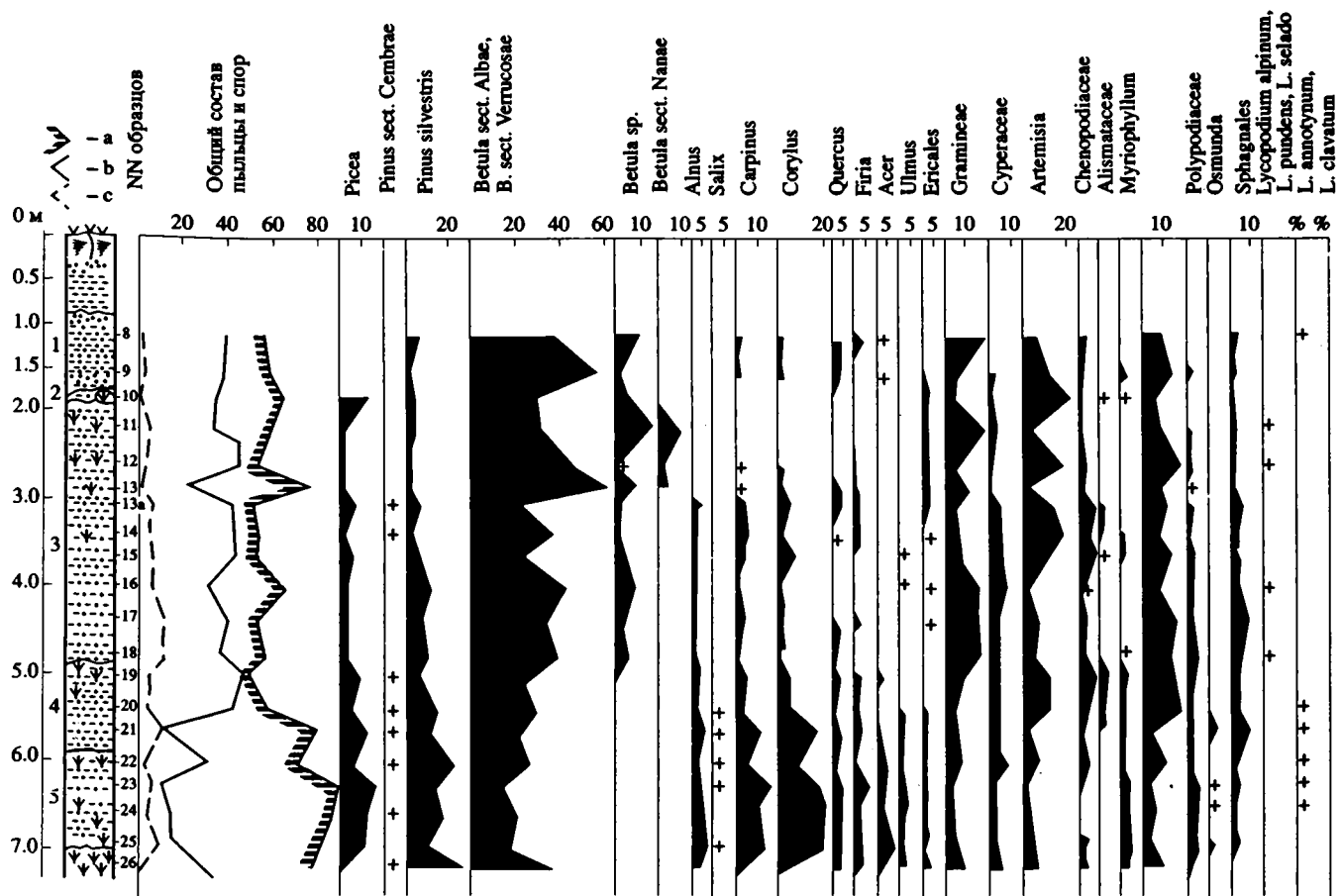


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза "Борисова гора". а – пыльца древесных растений; б – пыльца травянистых растений; с – споры.

Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

2. Зона широколиственного леса из липы, дуба, граба, клена с подлеском из лещины.

3. Зона хвойно-широколиственного леса. В подлеске много лещины.

Эти зоны близко напоминают палинозоны М<sub>3</sub>, М<sub>4</sub>, М<sub>5</sub> микулинского межледникового, выделенные В.П. Гричуком (1961).

Аналогичные спорово-пыльцевые диаграммы с признаками, характерными для микулинского времени, получены и для разрезов "Борисова гора" (рис. 5) и "Мясокомбинат" (Гиттерман и др., 1878; Еловичева и др., 1981). Таким образом, данные, полученные при изучении трех Дмитровских разрезов свидетельствуют о микулинском возрасте межледниковых отложений, которые были дислоцированы и растащены калининским (поздневалдайским) ледником. Морена этого оледенения также установлена во всех трех разрезах.

На окраине г. Балашиха, у сан. "Красная роза" было изучено обнажение на р. Пехорка. В береговом обрыве (высотой 2 - 3 м) вскрываются два горизонта морен и межморенные зеленовато-серые пески и супеси к низу переходящие в глины. Нижняя морена представлена валунными супесями видимой мощности до 1.5 м. Верхняя морена, мощностью до 0.5 м, представлена супесью с мелкими валунами кристаллических пород, с многочисленными линзами и карманами песка. Весь слой морены перемят и вдаётся языками в нижележащие осадки (рис. 1, II). В 2-х км ниже по реке верхняя морена фациально замещается песками, образующими долинный зандр, выходящий в зандровое поле Мещеры.

Обнажение находится на самой границе московского оледенения. Этим объясняется характер верхней морены и ее малая мощность.

Межморенные осадки представляют собой озерные и водно-ледниковые отложения конца днепровского и начала одиновского межледникового. Это подтверждается результатами ОСЛ-метода, выполненного в Институте геологии Эст. АН Г.И. Хютт. Полученная этим методом дата - 170 ± 15 тыс. лет вполне соответствует временным рамкам, установленным для одиновского горизонта по существующим хронологическим шкалам (Краснов, Заррина, 1987).

Из-за отсутствия спор и пыльцы в отложениях разреза "Красная роза", данные диатомового анализа приобретают первостепенное значение. В рассматриваемой толще был обнаружен комплекс диатомовых водорослей, включающий в себя 57 таксонов, принадлежащих 22 родам (рис. 6). Наибольшим разнообразием обладают рода *Fragilaria*, *Synedra*, *Navicula*, *Nitzschia*.

Планктон представлен 12 видами, относимыми к 8 родам, причем его количество и разнообразие не постоянно, а изменяется по разрезу. Наибольшее видовое разнообразие наблюдается в нижней части разреза. Здесь преобладают *Aula-*

*cosira italica*, *Cyclotella meneghiniana* и *Synedra ulna* v. *danica*.

В средней части разреза разнообразие и количество видов резко падает, а в верхней части снова возрастает. В целом, количественное отношение планктонных диатомей к общему количеству видов колеблется от 27.3 до 83.3%. Соответственно количество донных видов изменяется от 16.7% до 72.7%, достигая максимального значения в средней части разреза.

Бентосная группа состоит из диатомей дна и обрастателей. Эта группа более разнообразна в видовом отношении, чем планктонная. Диатомовые представлены 26 видами и разновидностями, принадлежащими 7 родам. Наибольшего разнообразия достигают виды родов *Navicula* и *Nitzschia*, особенно часто встречающиеся в нижней части разреза.

Обрастатели (эпифиты) тоже довольно разнообразны - 14 видов, они представлены различными видами *Fragilaria*, *Synedra*, *Cocconeis*, *Cymbella* и др. В верхней части появляются *Diatoma vulgare* и *Rhoicosphenia curvata*.

Среди диатомовых водорослей выделяют экологические группы по местообитанию. Это - реофилы - диатомей, характерные для рек и больших озер, где существуют течения. В данном разрезе большое количество реофилов сконцентрировано в нижней части. Это *Cyclotella meneghiniana*, *Diatoma elongatum*, *Meridion circulare*, *Cocconeis pediculus*, *Nav. cryptocephala*, *N. exigua*, *N. gracilis* и родниковая форма *Nav. hungarica* var. *capitata*. В средней части разреза количество видов-реофилов резко уменьшается - здесь встречены только *N. cryptocephala* и *N. exigua*, а к верху снова несколько возрастает: наряду с *N. cryptocephala* и *Diatoma elongatum* появляются *D. vulgare*, *Rhoicosphenia curvata* и *Nitzschia vermicularis*.

Из группы болотных и озерно-болотных диатомей присутствует только *Fragilaria construens* var. *venter* в центральной части разреза. А в верхней части появляются такие типичные почвенные виды как *Navicula mutica* v. *ventricosa* и *Hantzschia amphioxys*.

Одним из важных факторов среды является соленость воды. В данном разрезе преобладают виды-олигогалобы - типичные пресноводные формы. Среди них большинство виды-индифференты (0.2 - 0.3%), два вида-галофоба (не более 0.02%) - *Tabellaria fenestrata* и *Meridion circulare*, встречающиеся единично в низах разреза. Для данного комплекса характерно довольно большое количество галофилов (32%), выдерживающих осолонение до 0.4 - 0.5%. Причем их количество закономерно уменьшается снизу вверх, достигая своего максимума в самом нижнем слое - 8 видов. Это такие виды, как *Cyclotella meneghiniana*, *Diatoma elongatum*, *Cocconeis pediculus*, *N. hungarica* v. *capitata*, *N. menisculus*, *N. protracta*, *Nitzschia* cf. *lanceolata*



Рис. 6. Диаграмма распространения диатомовых водорослей в отложениях из разреза "Красная роза".  
Условные обозначения см. на рис. 1.

*f. minor*, *Nitzschia ovalis*. Кроме того, выше по разрезу встречаются *Fragilaria crotonensis*, *Rhoicosphenia curvata*, *Nav. digitoradiata*.

Особенностью данного разреза являются встреченные в сл. 1 морские формы *Coscinodiscus* sp., *Asteromphalus robustus*, *Rhizosolenia hebetata*, *Rhizosolenia* sp. и силикофлагеллата *Paradictiocha polyactis*, которые скорее всего являются переложенными.

По отношению к географической принадлежности, комплекс встреченных диатомей не очень выразителен, т.к. представлен в основном космополитами и бореальными видами, но в целом соответствует умеренному климату.

Таким образом, по характеру комплекса диатомовых водорослей можно сделать вывод о пойменном характере межледниковых отложений. Наиболее ярко признаки эвтрофного пойменного водоема – высокое содержание планктона, разнообразие донных видов и обрастателей, большое количество реофилов – проявляются на начальном этапе его развития.

Хотя, в целом, палеоводоем являлся типично пресноводным, на ранней стадии развития воды его были богаты различными солями, которые вымывались из коренных пород берегов. Об этом свидетельствует довольно значительное количество видов-галофилов в нижней части разреза, постепенно уменьшающееся кверху.

Характер диатомовой флоры, в частности, отсутствие вымерших видов, отсутствие морфологических особенностей и близость ее к современной, позволяет датировать возраст толщи не древнее одинцовского, подтверждая данные других исследователей.

Таким образом, в результате проведенных исследований уточнено стратиграфическое положение микулинских и одинцовских межледниковых отложений, их соотношение с ледниковыми толщами. Полученные материалы свидетельствуют, что крайняя южная зона распространения калининского оледенения – это Клинско-Дмитровская гряда, что подтверждено данными полевых геологических наблюдений, результатами изучения диатомовых водорослей и пылицы из подстилающих межледниковых толщ, а также датиров-

ками методов оптически стимулированной люминесценции.

Установленные палеоэкологические особенности микулинской диатомовой флоры позволили выделить несколько этапов в развитии палеозера.

Использование ОСЛ-метода позволило также датировать флювиогляциальные отложения московского оледенения и залегающие под ними осадки одинцовского горизонта, для которых по данным диатомового анализа получена палеоэкологическая характеристика существовавшего в это время водоема.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гиттерман Р.Е., Голубева Л.В., Коренева Е.В. и др. Верхнеплейстоценовый погребенный торфяник в г. Дмитрове Московской области // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 53. Вып. 5. 1978. С. 90 - 94.
- Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. Принципы стратиграфического расчленения плейстоцена на основании палеофитологических материалов // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 25 - 71.
- Еловичева Я.К., Величневич Ф.Ю., Носов А.А. Материалы к геологической истории среднего и верхнего плейстоцена северного Подмоскovie // Геол. исслед. кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 91 - 108.
- Краснов И.И., Заррина Е.П. Межрегиональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы и сопоставление ее с различными геохронологическими шкалами // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Сборник научн. трудов. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 19 - 23.
- Хурсевич Г.К. Эволюция микулинских водоемов Белоруссии по данным диатомового анализа // История озер СССР. Ч. 1. Иркутск: СО АН СССР, 1979. С. 81 - 85.
- Хурсевич Г.К. Основные этапы развития микулинских водоемов Белоруссии по данным диатомового анализа // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 136 - 143.
- Хурсевич Г.К. Основные этапы развития озер Белоруссии в плейстоцене по данным диатомового анализа // История древних озер. VII симпозиум по истории озер. Тез. докладов. Л.: Геогр. о-во СССР, 1986. С. 124 - 125.

УДК 551.7:1.734

## О ПРИНЦИПАХ УСТАНОВЛЕНИЯ И ПРОСЛЕЖИВАНИЯ ГРАНИЦ ОТДЕЛОВ И СИСТЕМ (НА ПРИМЕРЕ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ)

© 1994 г. В. Б. Караулов

*Московский геологоразведочный институт, 117485 Москва, ул. Миклухо-Маклая 23, Россия*

Поступила в редакцию 25.02.93 г.

Критически рассмотрены принципы и методы установления и прослеживания границ крупных подразделений общей стратиграфической шкалы. На примере девонской системы показано, что границы отделов, принятые Международной подкомиссией по стратиграфии девона (SDS) без учета этапности развития органического мира и историко-геологического анализа разрезов, не могут быть прослежены на территории России и сопредельных стран.

Проблема установления и прослеживания границ геологических систем и их отделов относится, безусловно, к числу важнейших. В данной статье автор хотел бы вернуться к обсуждению вопросов о положении границ отделов девонской системы, а также о принципах и методах их прослеживания на территории России, смежных государств Северной Евразии и в других регионах.

В течение последних 20 лет Международной подкомиссией по стратиграфии девона (SDS) проведена огромная работа по уточнению объема девонской системы и ее отделов (Ziegler, Klapper, 1985; House, 1988). Большая работа, но в несколько ином, более региональном плане, выполнена и стратиграфами нашей страны (Нижний ярус ..., 1983; Ржонсницкая, 1986, 1989, 1991; Средний девон ..., 1985; Стратиграфия и палеонтология ..., 1988; и др.). Тем не менее, несмотря на многочисленные решения и рекомендации, многие теоретические и практические аспекты стратиграфии девонской системы остаются недостаточно ясными. В особенности это касается обширных, все еще слабо изученных в геологическом отношении, пространств России и сопредельных государств Северной Евразии.

При проведении средне- и крупномасштабных геологосъемочных и картосоставительских работ редко удается проследить границы ярусов общей шкалы. Вместо них картируются границы местных и региональных стратиграфических подразделений (свит и горизонтов), но принадлежность этих подразделений к тому или иному отделу геологической системы должна быть установлена в любом случае. Предполагается, что геологи-практики руководствуются при этом стратиграфическими схемами, принятыми Межведомственными региональными стратиграфическими совещаниями, которые, в соответствии с требованиями Стратиграфического кодекса (1992) проводятся не реже, чем раз в 3 - 4 года, а также составленными на основании этих схем легендами к

сериям геологических карт. Однако на практике стратиграфические совещания проводятся значительно реже (так, например, последнее совещание по разработке стратиграфических схем Средней Сибири состоялось в 1979 г.). В настоящее время регулярное проведение таких совещаний еще более проблематично. В этих условиях ясность критериев установления границ систем и отделов становится особенно необходимой.

Совершенно очевидно, что чем больше взаимозаменяемых критериев можно использовать при прослеживании интересующих нас границ, тем более уверенно удастся установить эти границы в каждом конкретном регионе. Какими же критериями можно при этом пользоваться? В последнем издании Стратиграфического кодекса (1992, с. 16) утверждается традиционное для отечественной геологии положение о единстве стратиграфии и подчеркивается, что основные (в том числе, следовательно, и общие) стратиграфические подразделения имеют геосистемную природу, поскольку отражают некий этап в развитии био-, гидро- и атмосферы. Таким образом, при прослеживании границ систем и отделов можно и нужно пользоваться не только палеонтологическими, но и другими (литологическими, палеоклиматическими, палеомагнитными и прочими) критериями, указывающими на границы геоисторических этапов.

Если речь идет об этапах развития геосферы, то следует, видимо, согласиться с тем, что большие и малые этапы, соответствующие стратиграфическим подразделениям разного ранга, обладают своими индивидуальными чертами. То же, по-видимому, относится и к границам этапов, вещественным выражением которых являются границы разноранговых стратиграфических подразделений. Следовательно, между границами зон, ярусов, отделов и систем должны существовать принципиальные различия, облегчающие выявление границ подразделений разных рангов. В отечественных руководствах, предшествую-

вавших Стратиграфическому кодексу (Стратиграфическая классификация ..., 1965; и др.), содержались формулировки, подчеркивающие различия между геологическими системами, отделами и более мелкими подразделениями общей шкалы. В обоих изданиях отечественного Стратиграфического кодекса эти формулировки (может быть, и не самые удачные) отсутствуют, в результате чего создается впечатление, что между границами зон и геологических систем нет никакой разницы. По-видимому, это положение явилось результатом компромисса между двумя основными тенденциями в подходе к стратиграфической классификации европейских и североамериканских геологов (Жамойда, Меннер, 1974), главное противоречие между которыми заключается в отношении к проблемам единства стратиграфии и естественности стратиграфических подразделений.

Считая общую стратиграфическую шкалу условным построением и отрицая ее геоисторическую природу, Г.П. Леонов в то же время подчеркивал, что "более или менее полное соответствие большинства подразделений международной шкалы тем или другим этапам геологического развития отдельных регионов определяется всем ходом выделения данных подразделений и не может вызывать каких-либо сомнений" (Леонов, 1973, с. 453). Эти особенности традиционной шкалы полностью игнорируются методическими рекомендациями Международной подкомиссии по стратиграфической классификации (Международный стратиграф. справочник, 1978), основанными на установках североамериканского стратиграфического кодекса. В итоге в международной практике возобладал подход к построению общей стратиграфической шкалы, основанный исключительно на палеонтологических методах. Возражения европейских геологов, придерживающихся иной точки зрения, не были приняты во внимание (Меннер, 1978).

Однако "Системная природа стратон и границ и возможность проследивать следы любых событий лишь на осадочном субстрате делают принципиально невозможным построение и функционирование специальных (палеонтологических, палеомагнитных и прочих) шкал" (Мейен, 1989). По мнению С.В. Мейена, с которым автор полностью согласен, любая стратиграфическая шкала может быть построена лишь с привлечением комплекса признаков, в число которых всегда входят литологические.

Отказ от историко-геологического подхода к установлению границ крупных подразделений общей стратиграфической шкалы приводит к тому, что количество признаков, по которым такие границы могут быть выделены и прослежены, резко сокращается. По существу, остаются одни палеонтологические критерии, которые нередко сводятся к первому появлению произвольно (по договоренности, путем голосования) выбранного

вида. В итоге геологи-практики лишаются возможности сколько-нибудь уверенно проследить границы отделов и систем и отобразить их на геологических картах. Палеонтологические методы безусловно являются ведущими для фанерозоя, но если мы действительно хотим установить границы крупных стратиграфических подразделений геосистемной природы, палеонтологические методы должны учитывать этапность развития органического мира (Меннер, 1962) и подкрепляться другими, в первую очередь, литолого-формационными методами, позволяющими объективно выявлять разноранговые историко-геологические этапы.

Международными подкомиссиями по стратиграфии девона и других геологических систем проведена колоссальная и очень полезная работа по выявлению и прослеживанию ряда корреляционных уровней, но отождествление этих уровней с границами крупных подразделений общей шкалы во многих случаях нельзя признать корректным. Поиски "точек глобальных стратотипов границ" крупных стратиграфических подразделений ведутся в литологических однородных частях разрезов, в которых смена ископаемых видов якобы свободна от влияния среды и определяется исключительно законами эволюции. Пачки пород, обладающие такими свойствами, редко встречаются вблизи границ отделов и геологических систем, а располагаются ближе к их средней части. В результате подобного подхода вновь выбранные уровни оказываются существенно смещенными по отношению к традиционным границам. Утверждение таких уровней в качестве границ отделов приводит к грубому нарушению правила приоритета и, в конечном счете, к дестабилизации и полной перестройке общей стратиграфической шкалы.

Негативные последствия внедрения в практику региональных геологических исследований на территории нашей страны "новых" стратиграфических шкал можно показать на примере девонской системы. В 1973 г. в серии "Стратиграфия СССР" был опубликован двухтомник "Девонская система". Этот фундаментальный труд явился результатом обобщения не только многолетних специальных стратиграфических исследований, но и (что особенно важно) – среднемасштабных геолого-съемочных работ, охвативших всю территорию страны. Несмотря на многие недоработки и ошибки, которые особенно заметны 20 лет спустя, эта сводка не потеряла значения и сейчас. При корреляции разрезов и прослеживании границ отделов девонской системы на огромных пространствах Северной Евразии использовались не только палеонтологические, но и историко-геологические критерии. Учитывая широкое распространение мощных, сравнительно слабо охарактеризованных палеонтологически толщ, эту работу иначе и нельзя было выполнить.

Вопрос о границе силура и девона ко времени составления упомянутой сводки был уже решен и

возвращаться к нему нет необходимости. Что же касается границы нижнего и среднего девона, которая и раньше вызывала много сомнений, то установление нижней границы эйфельского яруса в стратотипической местности в основании стандартной конодонтовой зоны *partitus* с полной ясностью показало неправомочность выделения в СССР “эйфельского” яруса *s. l* и породило проблему нижнего яруса среднего девона (Нижний ярус ..., 1983), которую не удается решить в течение многих лет. Суть этой проблемы заключается в том, что с одной стороны рубеж, характеризующийся наиболее четко выраженными изменениями в развитии различных групп ископаемых организмов и почти повсеместной сменой геологических формаций, который рассматривался в СССР в качестве границы нижнего и среднего отделов девонской системы, располагался значительно ниже подошвы эйфельского яруса, а с другой – основание эйфельского яруса и среднего девона, совпадающее по решению SDS с нижней границей стандартной конодонтовой зоны *partitus*, не может быть установлено и прослежено на территории России и смежных регионов Северной Евразии ни по палеонтологическим, ни по историко-геологическим критериям.

Естественной реакцией геологов на пренебрежение историко-геологическим анализом при разработке стратиграфических шкал явилось развитие таких направлений и методов исследований, как “событийная стратиграфия”, “эко-стратиграфия”, “эвстатостратиграфия” и т.п., в которых, по существу, нет ничего принципиально нового, но которые возвращают внимание специалистов-стратиграфов к необходимости всестороннего анализа истории древних бассейнов и их органического мира.

В результате анализа разрезов девонских отложений Северной Америки и Западной Европы Дж. Джонсон и др. построили эвстатическую кривую, отражающую чередование главных девонских трансгрессий и регрессий (Johnson *et al.*, 1985). Сходная кривая была получена М. Хаусом при изучении этапов эволюции среднепалеозойских аммоноидей (House, 1985). Независимо от этих исследователей автор, анализируя девонскую историю Урало-Монгольского пояса и смежных регионов Северной Евразии, наметил ряд фаз резкого расширения и сокращения площади девонских бассейнов, связанных с эвстатическими колебаниями уровня морей и океанов, обусловленными тектоническими причинами (Караулов, 1988; 1992). Границы наиболее крупных трансгрессивно-регрессивных циклов на кривых, построенных для разных материков, совпадают. Это свидетельствует, по-видимому, об их планетарном проявлении. И хотя проблема геонисторической периодизации не имеет окончательного решения, данные о планетарных (глобальных) событиях слишком

важны, чтобы пренебрегать ими при построении стратиграфических шкал.

Судя по полученным данным, начало крупнейшей трансгрессии приходится на середину эмского века и на границу живетского и франского (в старом понимании) веков. Если учесть положение этих важнейших историко-геологических рубежей при дальнейшем уточнении границ отделов девонской системы, можно выбрать такие уровни, которые удастся сравнительно легко проследить на всех материках.

Возвращаясь к проблеме нижнего яруса среднего девона, вспомним, что уже на начальной стадии ее обсуждения высказывались веские аргументы в пользу проведения нижней границы среднего девона в основании кувенского (Ржонсницкая, 1983) или далейского (Богословский, 1983) ярусов. Этот уровень очень близок к первому из указанных выше важнейших историко-геологических рубежей и к традиционной границе нижнего и среднего девона на территории России. Не случайно, конечно, и то, что в самых ранних схемах расчленения девонской системы (Леонов, 1973, с. 268) кувенский ярус, включавший тогда граувакки Йерж, помещался в основание среднего девона. Однако при голосовании в SDS историко-геологические аргументы не были приняты во внимание и нижняя граница эйфельского яруса и среднего девона была определена как основание стандартной конодонтовой зоны *partitus*. По совершенно справедливому замечанию М.А. Ржонсницкой этот уровень “проходит внутри почти не изменяющегося комплекса конодонтов и единого этапа в развитии многих групп фауны и флоры... Прослеживание границы зоны *partitus* в широком международном масштабе представляет значительные трудности” (Ржонсницкая, 1986).

Опыт последующих стратиграфических исследований показал, как и следовало ожидать, бесплодность попыток привязать нижнюю границу среднего девона в нашей стране к рекомендуемому SDS уровню. На Урале нижняя граница среднего девона проводится в основании иргизлинского и карпинского горизонтов, которое предположительно соответствует подошве зоны *gropbergi* (Наседкина и др., 1990), на Салаире – в основании баскусанских слоев, которое примерно соответствует границе зон *inversus* и *serotinus*, т.е. подошве далейского яруса (Гагиев и др., 1987). В то же время, по мнению другой группы исследователей (Стратотипические разрезы ..., 1987) в основании среднего девона залегает теленгитский регионярус, подошва которого приблизительно совпадает с нижней границей злихова. По решению Межведомственного стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы основание среднего девона совмещается с подошвой койвенского горизонта верхнего эмса, совпадающей с основанием брахиоподовой зоны

*Zdimir pseudobaschkiricus* – *Megastrophia uralensis*, или стандартной конодонтовой зоны *patulus* (Решение ..., 1990).

Совершенно очевидно, что все попытки приблизить границу нижнего и среднего девона к утвержденному SDS уровню не достигают цели и приводят только к дестабилизации. Перемещение этой границы с традиционного уровня в основание зоны *Zdimir pseudobaschkiricus* – *Megastrophia uralensis* проблему все равно не решает, т.к. этот новый уровень проходит на целую стандартную зону ниже границы, рекомендованной SDS, и является далеко не самым лучшим с точки зрения удобства прослеживания.

Поэтому решение пленума девонской комиссии МСК (Постановления ..., 1991) принять к употреблению стратиграфическую шкалу девонской системы, рекомендованную SDS, представляется преждевременным и заведомо невыполнимым, поскольку практика показывает невозможность прослеживания в России рекомендованной SDS нижней границы среднего девона. С точки зрения автора, наилучшим решением было бы включение в состав среднего девона трех ярусов: дальеского, эйфельского и живетского. SDS уже сделан решительный шаг к исполнению в общей шкале чешских ярусных подразделений, а граница нижнего и среднего девона в основании дальеского яруса близка к традиционной, совпадает с границей ясно выраженных историко-геологических этапов и не случайно уже предлагалась ранее (Богословский, 1983; Yang Shih-pu *et al.*, 1981).

Не менее сложная ситуация складывается с границей среднего и верхнего девона. До сих пор эта граница в нашей стране достаточно уверенно прослеживалась в основании пашийского горизонта и его возрастных аналогов (Стратиграфия СССР ..., 1973) и коррелировалась с подошвой слоев Фромелен, т.е. с традиционной границей живетского и франского ярусов. После принятия SDS решения о перенесении нижней границы франского яруса и верхнего девона на значительно более высокий уровень (в основание стандартной конодонтовой подзоны *L. asymmetricus*), примерно совпадающий с подошвой слоев Фран, положение изменилось. До недавнего времени российские геологи резко возражали против этого решения, принятого с серьезным нарушением правила приоритета и не учитывающего этапность развития фауны и флоры (Ржонсницкая, 1986; 1989), но, судя по решению пленума девонской комиссии МСК (Постановления ..., 1991), усилия сторонников принятия рекомендаций SDS, увенчались успехом.

В связи с вновь возникшей проблемой границы среднего и верхнего девона автором был проведен сравнительный историко-геологический анализ строения разрезов верхнеживетских и франских отложений Евразии и других материков

(Караулов, 1989а, 1989б). Этот анализ показал, что в исследованном интервале можно наметить и широко проследить несколько приблизительно изохронных уровней, соответствующих началу фаз расширения и углубления девонских бассейнов. Наиболее значительным является рубеж, совпадающий с традиционной границей живетского и франского ярусов. Именно с этим уровнем, проходящим в средней части зоны *varcus*, связано резкое изменение в развитии аммонойд и других групп фауны, а также наземной флоры. М. Хаус, специально изучавший биотические события в эволюции девонских аммонойд, показал, что с рассматриваемым уровнем связано "событие Таганик" (House, 1985). Выше уже отмечалось, что на этот же рубеж, совпадающий с традиционной, исторически сложившейся границей среднего и верхнего девона, приходится один из двух наиболее ярко выраженных на эвстатической кривой Дж. Джонсона и др. подъемов уровня океана (Johnson *et al.*, 1985).

Позиция автора в этом вопросе однозначна: граница среднего и верхнего девона, в течение многих десятилетий проводившаяся в основании слоев Фромелен франского яруса или в подошве адорфского яруса, устанавливаемая по появлению аммонойд рода *Pharciceras* и археоптериевой флоры, четко выраженная в эволюции других групп ископаемых организмов и совпадающая с крупным историко-геологическим событием, должна быть сохранена на традиционном уровне. Изменение этой, одной из наиболее четко и широко прослеживаемых исторически сложившихся границ, рекомендуемое SDS, является опасным прецедентом нарушения правила приоритета, ведущим лишь к дестабилизации.

В сложившейся ситуации известная двойственность в позиции девонской комиссии МСК, которая в своих решениях с одной стороны отмечает необходимость принять шкалу девонской системы, рекомендованную SDS, а с другой – показывает нереальность практического использования рекомендуемых границ отделов, может сослужить не самую лучшую службу отечественной геологии. Компромиссы, уместные в политике, не способствуют решению научных проблем. Представителям России в SDS следовало бы настойчиво ставить вопрос о необходимости проведения дополнительных исследований с целью уточнения границ отделов девонской системы. До принятия таких международно согласованных решений, которые можно было бы использовать без ущерба для региональных геологических работ в нашей стране, вопрос о границах отделов целесообразно решать в национальных рамках, что является достаточно распространенной практикой.

И, наконец, несколько слов о верхней границе девонской системы. Активное обсуждение проблемы границы девона и карбона в нашей стране

завершилось известным решением Минского совещания, утвержденным МСК, о повышении подошвы каменноугольной системы в СССР до основания стандартной конодонтовой зоны *sulcata* (Граница девона и карбона ..., 1988). Это решение устроило не всех специалистов, в том числе и автора (Караулов, Гречишников, 1988), но с формальных позиций оно не должно вызывать возражений, поскольку основано на возвращении к уровню, близкому к принятому на II Геерленском конгрессе и давно используемому в большинстве европейских стран. Тем не менее переход на новую границу девона и карбона в России вызывает немалые затруднения. По историко-геологической значимости (по своему рангу) этот рубеж уступает "старой" границе и вопрос о выделении самой верхней части верхнего девона, включавшейся ранее в карбон в качестве самостоятельного яруса, остается актуальным.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что отказ от историко-геологических критериев при уточнении границ крупных подразделений общей стратиграфической шкалы (равнозначный отказу от признания геостратиграфической природы этих подразделений) лишает геологов-практиков многих (если не большинства) признаков, с помощью которых эти границы могут быть широко прослежены во всем мире, в том числе и в нашей стране. Совершенно формальная геохронологическая шкала, границы крупных подразделений которой проводятся по первому появлению произвольно выбранных видов, редко встречающихся или отсутствующих в большинстве разрезов, непригодна для использования во многих регионах, в связи с чем специалистам предстоит еще очень большая работа по поиску оптимального варианта построения общей (международной) стратиграфической шкалы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богословский Б.И.* Значение аммоноидей для уточнения границы нижнего и среднего девона, объема эйфельского яруса и корреляции соответствующих отложений // Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. С. 24 - 29.
- Гагиев М.Х., Ржонсницкая М.А., Родыгин С.А. и др.* Конодонты и корреляция девонских отложений Салаира // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1987. С. 30 - 46.
- Граница девона и карбона на территории СССР. Минск: Наука и техника, 1988. 342 с.
- Жамойда А.И., Меннер В.В.* Две основные тенденции разработки стратиграфической классификации // Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1974. С. 145 - 151.
- Караулов В.Б.* Тектонический анализ девонских формаций Урало-Монгольского пояса. М.: Недра, 1988. 183 с.
- Караулов В.Б.* Особенности строения отложений живецкого и франского ярусов в связи с проблемой границы среднего и верхнего девона. Статья I. Западная часть СССР // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989а. № 1. С. 38 - 47.
- Караулов В.Б.* Особенности строения отложений живецкого и франского ярусов в связи с проблемой границы среднего и верхнего девона. Статья II. Восточная часть СССР и некоторые зарубежные страны // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989б. № 7. С. 15 - 28.
- Караулов В.Б.* О положении границы среднего и верхнего девона в Алтае-Саянской складчатой области // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 1. С. 23 - 28.
- Караулов В.Б., Гречишников И.А.* Особенности строения фаменских и турнейских отложений СССР и проблема границы девона и карбона // Граница девона и карбона на территории СССР. Минск: Наука и техника, 1988. С. 236 - 246.
- Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1973. 530 с.
- Международный стратиграфический справочник / Под ред. Хедберга Х. М.: Мир, 1978. 226 с.
- Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Меннер В.В.* Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Наука, 1962. 375 с.
- Меннер В.В.* К истории становления "Международного стратиграфического справочника" // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 7. С. 78 - 86.
- Наседкина В.А., Зенкова Г.Г., Абрамова А.Н.* Проблемы стратиграфии девона на Урале // Проблемы стратиграфии Урала. Девонская система. Препринт. Свердловск: Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1990. С. 2 - 9.
- Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. 202 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. Вып. 25. 63 с.
- Решение межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Девонская система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 60 с.
- Ржонсницкая М.А.* Современное состояние проблемы нижнего яруса среднего девона и задачи Выездной сессии Комиссии МСК по девонской системе // Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. С. 5 - 23.
- Ржонсницкая М.А.* Основные проблемы стратиграфии девона Советского Союза // Сов. геология. 1986. № 3. С. 53 - 65.
- Ржонсницкая М.А.* Фауна и флора как основа для выделения отделов и ярусов девонской системы // Геология и палеонтология. Л.: Наука, 1989. С. 57 - 70.
- Ржонсницкая М.А.* Девонская система // Зональная стратиграфия фанерозоя СССР: Справочное пособие. М.: Недра, 1991. С. 48 - 63.
- Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. М.: Наука, 1985. 207 с.

Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л.: Недра, 1965. 70 с.

Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е. СПб., 1992. 120 с.

Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы. Материалы Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 133 с.

Стратиграфия СССР. Девонская система, кн. 1. М.: Недра, 1973. 520 с.

Стратотипические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: карбонатные фации / Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Грацианова Р.Т. и др. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1987. 194 с.

*House M.R.* Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations // *Nature*. 1985. V. 313. P. 17 - 22.

*House M.R.* International definition of Devonian System boundaries // *Proc. Ussher Soc.* 1988. № 7. P. 41 - 46.

*Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A.* Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. V. 96. № 5. P. 567 - 587.

*Yang Shih-pu, P'an Kiang, Hou Hung-fei.* The Devonian System in China // *Geol. Magazine*. 1981. V. 118. № 2. P. 113 - 138.

*Ziegler W., Klapper G.* Stages of the Devonian System // *Episodes*. 1985. V. 8. № 2. P. 104 - 109.

УДК 551.82.791:551.583.7 (569.1)

## ПАЛИНОЛОГИЯ МОРСКОГО ПОЗДНЕГО ПЛИОЦЕНА СИРИИ И АНАЛИЗ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

© 1994 г. А. Н. Симакова

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 26.01.93 г.

В палинологическом отношении как морские, так и континентальные разрезы плиоцена Сирии изучены еще недостаточно. Поэтому материалы, полученные по опорному разрезу морского плиоцена Мардида, представляют значительный интерес. Этот разрез расположен в Нахр-Эль-Кабирской впадине Северо-Западной Сирии, выполненной мощной толщей морских неогеновых отложений. Плиоценовая часть разреза представлена довольно однообразной глинисто-карбонатной толщей общей мощностью до 120 - 130 м, залегающей выше гипсов мессиния. Разрез Мардида сейчас рассматривается как опорный для морского плиоцена Северо-Западной Сирии и комплексное изучение его позволит сделать обоснованные палеогеографические и, особенно, палеоклиматические реконструкции.

В настоящей статье рассматриваются, главным образом, палинологические материалы, полученные из верхней части разреза морского плиоцена (рис. 1). Пыльцевая насыщенность образцов оказалась достаточной (в основном более 200 зерен) для интерпретации спорово-пыльцевых спектров.

Палинологические данные свидетельствуют о позднеплиоценовом возрасте отложений разреза Мардида. Общий состав спорово-пыльцевых спектров характеризуется колебаниями соотношения пыльцы древесной группы к травянистой на фоне преобладания древней пыльцы деревьев (более 50%). Доминирует пыльца *Pinus* 56 - 88%, *Cedrus* до 18%, *Picea* до 10%, *Abies* до 9%. Кроме нее наиболее часто встречается пыльца древесных покрытосеменных *Quercus*, *Oleaceae*, *Juglans*. В травянистой группе доминирует пыльца *Compositae*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Ranunculaceae*, *Nyctaginaceae*. Спор мало, но их состав разнообразен - *Botrychium*, *Osmunda*, *Adiantaceae*, *Anemia*, *Pteris*, *Lycopodium*, *Selaquinella*. Широко представлена пыльца экзотических для современной флоры Западной Сирии растений: *Podocarpus*, *Cycas*, *Picea*, *Liquidambar*, *Eucommia*, *Magnolia*, *Fagus*, *Tilia*, *Carya*, *Osmunda*, *Anemia*. Частично она перетолжена, сходный состав спорово-пыльцевых спектров получен для верхнего плиоцена Израи-

ля (Horowitz, 1990), Сирии (Симакова, 1993), Греции (Sauvage, Dufaure, 1976), юга Италии (Zheng, Cravatte, 1986), Турции (Benda, 1971; Horowitz, 1987), юга Франции (Suc, 1978).

Анализ комплекса фораминифер, выполненный В.Г. Куренковой так же свидетельствует о позднеплиоценовом возрасте изучаемых отложений. В интервале разреза 0 - 13 м обнаружены *Globorotalia humerosa*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides extremus*, которые указывают на то, что эта часть разреза не древнее 3 млн. лет и не моложе 2.6 млн. лет. На уровне 13 м встречены бентосные фораминиферы *Hyalinea baltica*, появление которых датируется 2.6 - 2.8 млн. лет (по схеме Стейнфорта).

Для современных аридных районов субтропического климата восточного Средиземноморья актуальна проблема восстановления истории изменения растительности, палеоландшафтов и климатических обстановок прошлого. Связано это не только с недостаточной палинологической изученностью, но и с трудностями, возникающими при интерпретации спорово-пыльцевых спектров, формирующихся под влиянием близлежащих залесенных горных областей. Достоверно распознаются спорово-пыльцевые комплексы, соответствующие ксерофитной растительности, господствующей в периоды аридизации климата, и более влаголюбивой, характеризующей гумидизацию климата. Наибольшую трудность представляет интерпретация спорово-пыльцевых комплексов, отражающих периоды потепления и относительного похолодания. Это связано с тем, что для существования растительных сообществ аридной субтропической зоны преобладающим является изменение влажностных характеристик климата, а не температурных.

Применение эколого-географического метода, основанного на принципе актуализма, позволило выделить типы растительности, соответствующие различным климатическим периодам: влажному холодному, влажному теплему, сухому холодному и сухому теплему.

В отложениях разреза Мардидо, в интервале 7 - 89 м выделено 9 палинокомплексов, объединенных в 4 палинофлоры. В спорово-пыльцевых спектрах нижнего (0 - 7 м) и верхнего (89 - 90 м) интервалов разреза, вероятно, имеет место занос пыльцы современных растений: *Тагахасасеае*, *Quercus*, *Pinus*, что в значительной степени может исказить автохтонный пыльцевой спектр. Поэтому эти интервалы в дальнейшем не рассматриваются.

Первый палинокомплекс (1) с интервала 7 - 12 м, характеризуется преобладанием пыльцы древесных растений. В спектрах доминирует пыльца сосен, участвуют ель и кедр, в незначительных количествах встречается пыльца *Alnus*, *Quercus*, *Taxodiaceae*. Доминантами в травянистой группе являются представители семейств *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*. Вероятно, этот палинокомплекс отражает растительность лесистых саванн африканского типа, основными признаками которых являются редкостоящие листопадные деревья, иногда – вечнозеленые пальмы и хвойные. Подлесок отсутствовал, а хорошо развитый травянистый покров был представлен в основном злаками, что связано с хорошей освещенностью леса. Горные области были покрыты сосновыми лесами с участием ели и пихты. Климатические условия существования такого типа растительности характеризуются высокими среднегодовыми температурами, значительным количеством выпадающих осадков, приуроченных к дождливому сезону, приходящемуся на начало лета – конец осени (Исаченко, 1989; Алехин, 1957).

Во втором палинокомплексе (2) с интервала 12 - 30 м также отмечается преобладание пыльцы деревьев. Резко возрастает содержание пыльцы хвойных: *Cedrus*, *Picea*, *Abies*, *Podocarpus*, *Cycas*, *Tsuga*, а также *Betulaceae*. Встречается пыльца *Fagus*, *Eucommia*. В травянистой группе доминировали злаки, сложноцветные и розоцветные. Такие спорово-пыльцевые спектры могли формироваться в условиях субтропических лесных ландшафтов, сходных с восточно-азиатскими субтропическими лесами (Исаченко, 1989; Алехин, 1957), отличающимися богатым видовым составом, большим количеством третичных реликтов. Это смешанные вечнозеленые хвойно-широколиственные леса, существующие в условиях влажного относительно теплого климата с жарким и дождливым летом и холодной (зимние температуры несколько ниже, чем в аридных субтропиках на тех же широтах) сухой зимой.

Два описанных выше спорово-пыльцевых комплекса можно объединить в одну палинофлору (1), отвечающую значительно большей

увлажненности климата по сравнению с современным.

Третий палинокомплекс (3), характеризующий интервал 30 - 41 м, отличается доминированием сосен и разнотравья. В равных незначительных количествах присутствует пыльца деревьев – *Abies*, *Picea*, *Cedrus*, *Pinus sect. Strobilus*, *Liquidambar*, *Juglans*, *Oleaceae*, *Quercus*, *Salix*.

Единично встречаются *Cistus* и *Ceratonia*. Травы представлены в основном пыльцой *Chenopodiaceae*, *Nyctaginaceae*, *Ephedra*, *Cruciferae*, *Leguminosae*, *Umbelliferae*. Сокращается количество злаков. Такой состав спорово-пыльцевых спектров позволяет предположить существование вечнозеленых жестколистных типично средиземноморских лесов. Равнинные территории были заняты маквисовыми растительными группировками, а горы были покрыты кедрово-сосновыми лесами с участием ели и пихты. В среднегорьях встречались заросли *Liquidambar*, небольшой современный реликтовый ареал которого сохранился в юго-западной Анатолии (Вальтер, 1982). Климат был относительно прохладным и аридным, близким к современному.

Четвертый палинокомплекс (4), интервал 41 - 45 м, характеризуется частыми и ярко выраженными колебаниями общего состава спорово-пыльцевых спектров на фоне резкого сокращения количества пыльцы деревьев. Уменьшается участие в спектрах *Cedrus*, *Pinus sg. Haploxyloides*, *Picea*, исчезает *Abies*. Возрастает количество пыльцы *Pinus sg. Diploxylon*. Среди трав преобладают *Chenopodiaceae* и *Graminae*. Такой состав спорово-пыльцевых спектров отражает растительность, напоминающую сообщества типичных тропических североафриканских саванн. Горы были покрыты сосново-дубовыми лесами с участием ели, а низкогорья – жестколистными вечнозелеными лесами, что свидетельствует об аридном и теплом климате.

Пятый палинокомплекс (5), интервал 45 - 60 м, аналогичен палинокомплексу 3 и характеризует типично средиземноморскую растительность, относительно сухой и прохладный климат.

Палинокомплексы 3 - 5 можно объединить в палинофлору II, охватывающую интервал разреза 30 - 60 м и отражающую относительно аридную климатическую обстановку.

В шестом палинокомплексе (6), интервал 60 - 72 м, наблюдается возрастание количества пыльцы деревьев. Увеличивается содержание *Pinus sect. Strobilus* в значительных количествах присутствуют *Cedrus*, *Picea*, *Abies*. Доминируют сосны. Отмечаются единичные зерна липы и магнолии. Повышается процент пыльцы сложноцветных и разнотравья.

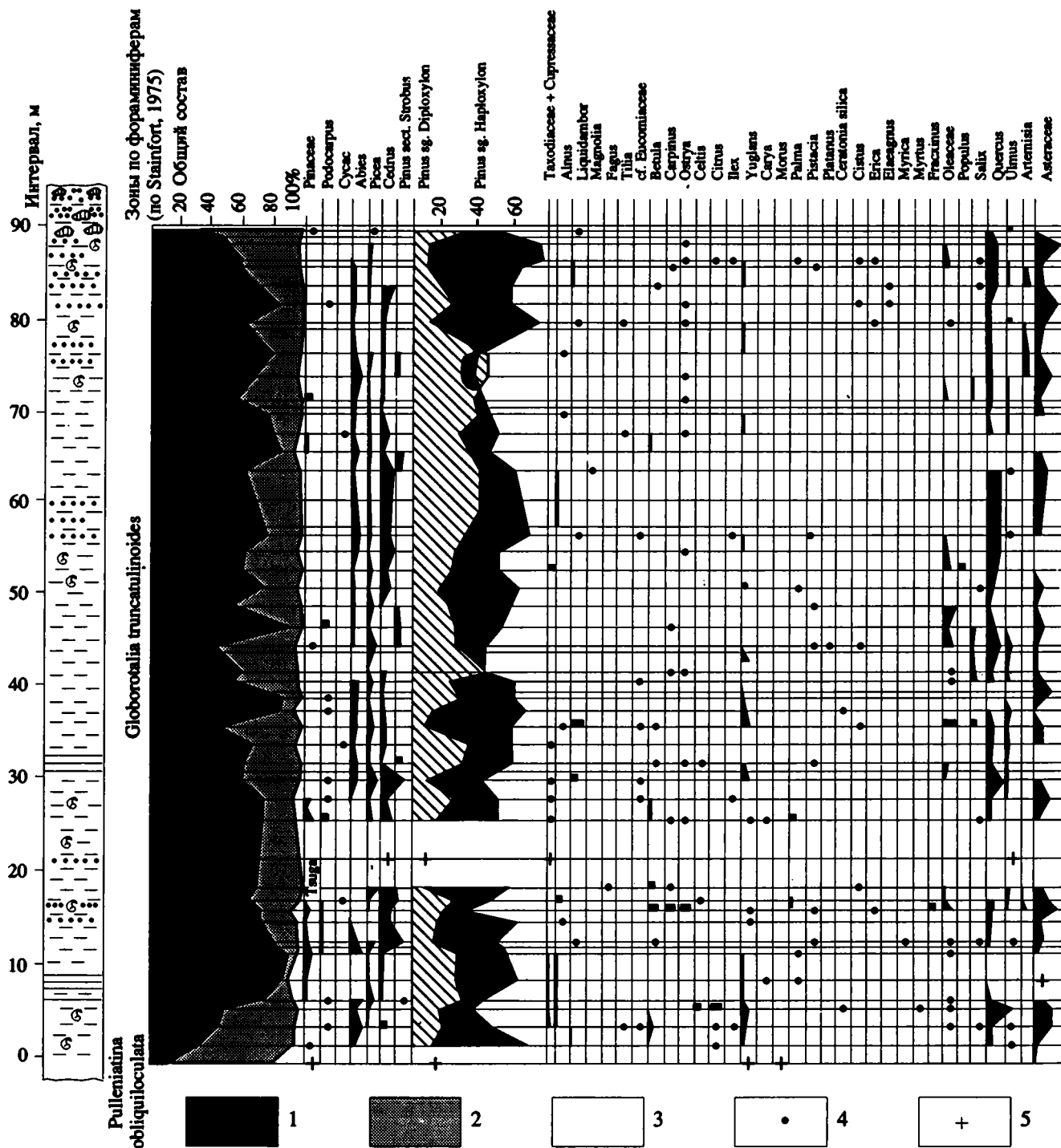


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Мариджо.

1 – количество пыльцы древесно-кустарниковой группы (%); 2 – количество пыльцы трав и кустарничков (%); 3 – количество спор (%); 4 – единично встреченное зерно; 5 – наличие пыльцы и спор в малочисленной группе без подсчета процентов; 6 – появление вида. Литология: 7 – глины, 8 – алевроиты, 9 – опесчаненные алевроиты; 10 – раковины моллюсков.

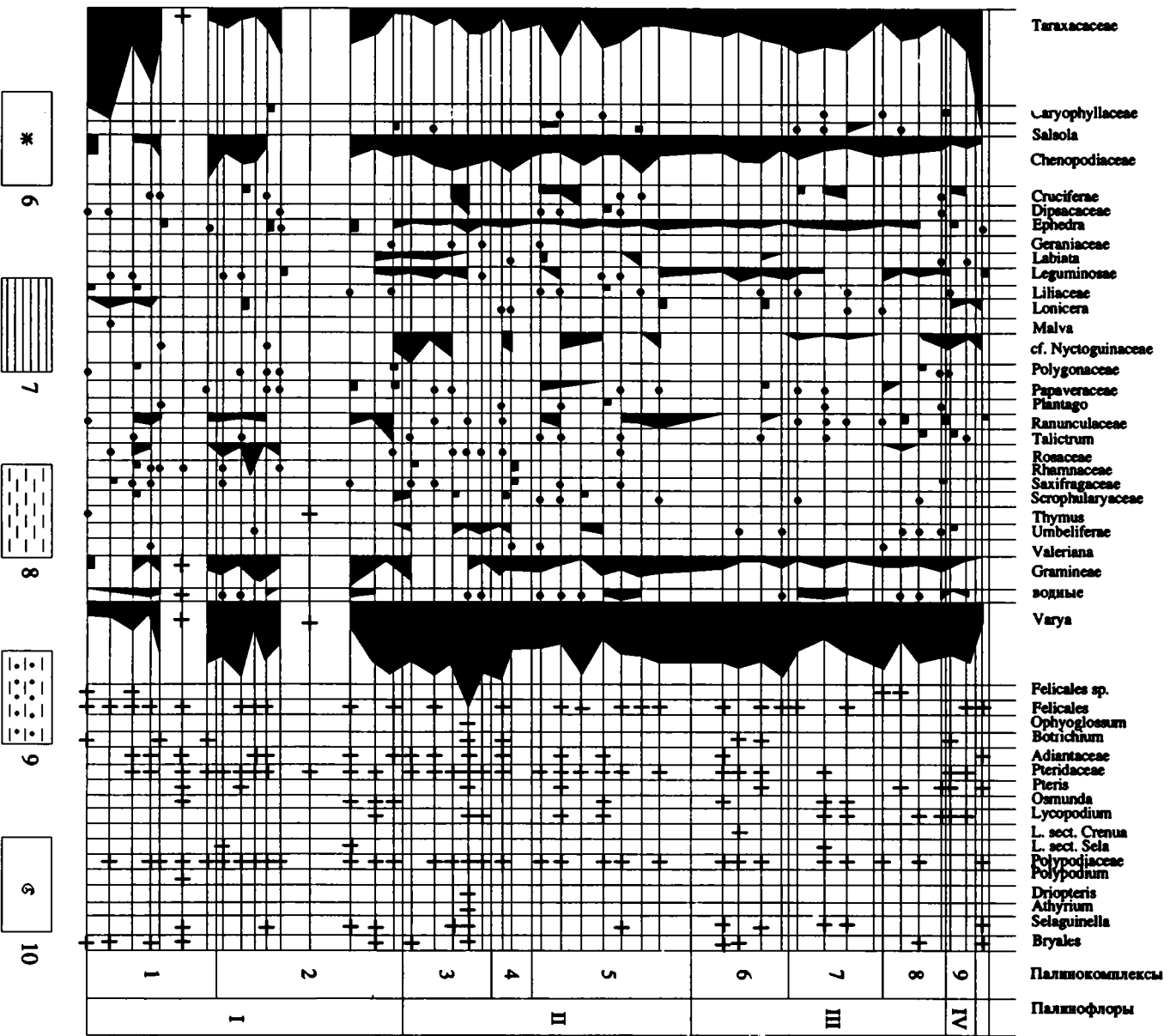


Рис. 1. Окончание.

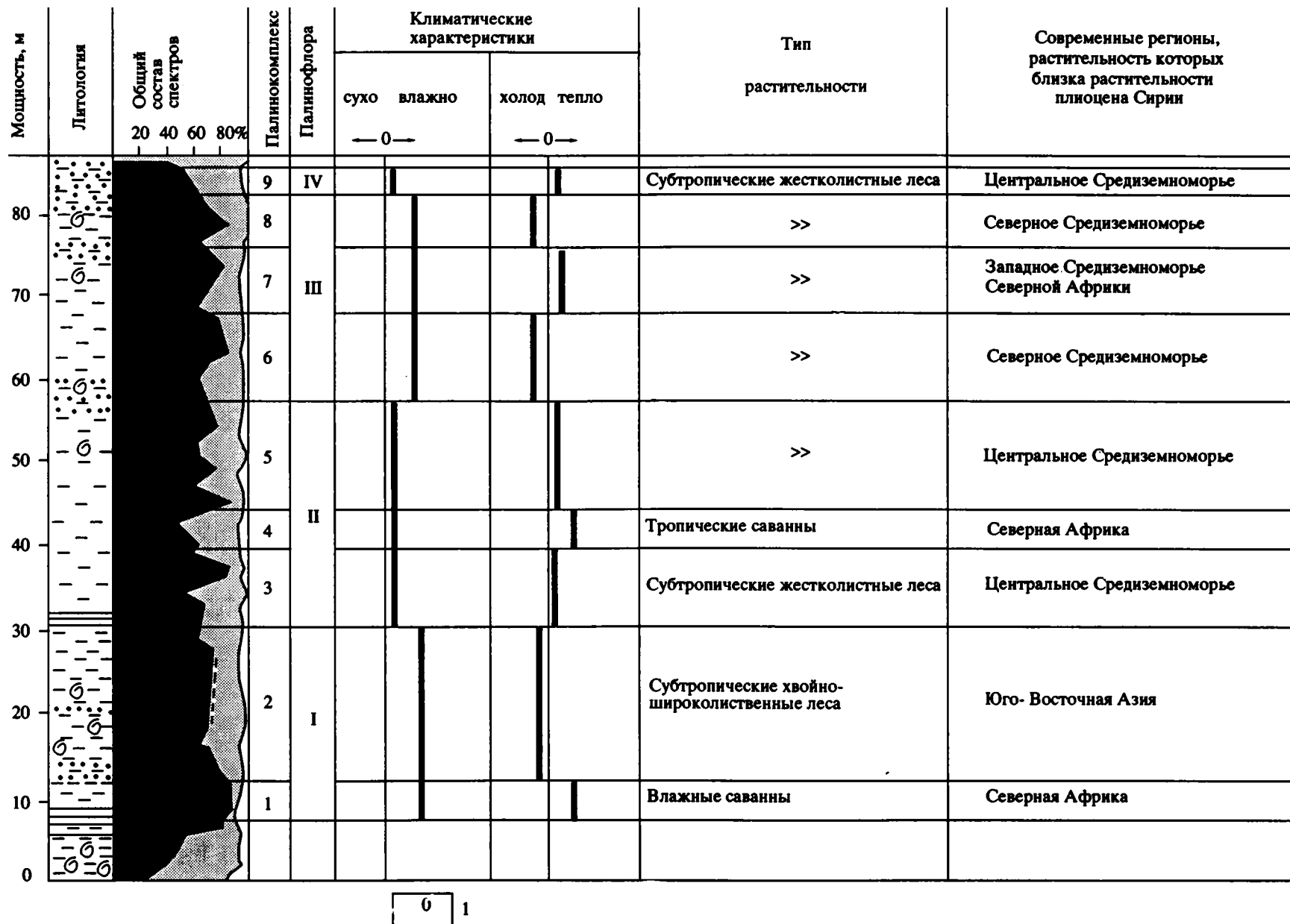


Рис. 2. Схема изменений растительности и климата в позднем плиоцене северо-запада Сирии.

1 – современное состояние климата. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Во время формирования этого палинокомплекса существовали ландшафты, присущие современному северному Средиземноморью. Низкогорья и равнины были заняты жестколиственными лесами и кустарниками, высокогорная растительность представляла собой сосново-кедровые леса с примесью ели и пихты. Существовал и горный пояс с участием листопадных пород липы, ольхи, березы и бука.

Климат был влажнее и несколько холоднее современного с характерной для Средиземноморья влажной зимой и сухим летом.

Седьмой палинокомплекс (7), интервал 72 - 80 м, характеризуется сокращением пыльцы *Pinus* sg. *Naploxydon* по сравнению с количеством пыльцы *Pinus* sg. *Diploxydon*. Возрастает количество *Abies*, *Oleaceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Compositae*. Сокращается процент пыльцы разнотравья. Единично присутствуют зерна *Alnus*, *Liquidambar*, *Ostrya*, *Juglans*. Такой спорово-пыльцевой комплекс отражает растительный покров приморских ландшафтов Северной Африки, где вечнозеленые жестколистные леса предгорий сменяются горными сосново-дубовыми, а выше кедровыми лесами с участием падуба; на наветренных склонах встречаются реликтовые пихтовые леса (Исаченко, Шляпников, 1989). Для существования такого типа растительности необходим относительно влажный и теплый климат с сезонным увлажнением, характерным для субтропиков Средиземноморья.

Спорово-пыльцевые спектры палинокомплекса 8, интервал 80 - 86 м, сходны со спектрами шестого палинокомплекса и соответственно позволяют восстановить присутствие вечнозеленых субтропических жестколистных лесов северного Средиземноморья с несколько более холодным и влажным климатом по сравнению с современным.

Спорово-пыльцевые спектры трех последних палинокомплексов отражают существование относительно влажной Средиземноморской растительности, что позволяет их объединить в палинофлору III.

В спорово-пыльцевых спектрах девятого палинокомплекса (9) – отвечающего уже палинофлоре IV с интервала 86 - 89 м, отмечается уменьшение пыльцы древесной растительности, исчезает пыльца пихты, кедра. В древесной группе увеличивается количество *Pinus* sg. *Naploxydon*, *Oleaceae*, *Quercus*, в травянистой – *Compositae*, *Cruceferae*, *Nyctag inaceae*. Сокращается пыльца *Chenopodiaceae*, *Gramineae*. Единично встречаются *Juglans*, *Erica*, *Ostrya*, *Ilex*. Существовала типично средиземноморская ксерофитная растительность, близкая к современной.

На рис. 2 приведена схема изменения растительности и климата в позднем плиоцене Северо-Западной Сирии, построенная по результатам проведенного спорово-пыльцевого анализа позднелиоценового разреза Мардидо.

Выделенные четыре палинофлоры позднего плиоцена северо-запада Сирии отражают периодические климатические колебания на фоне более влажного климата по сравнению с современным. Доминирующим типом растительности были вечнозеленые жестколистные леса Средиземноморского типа. Превалирующим климатическим фактором, влияющим на растительность, являлось изменение увлажненности территории. Так же ее облик зависит от того, к какому времени года (зима или лето) приурочены периоды наибольшего увлажнения. В середине рассмотренного интервала времени выделяется относительно сухой и прохладный климатический период.

А. Горовец (Horowitz, 1990) для территории Израиля также выделяет в позднем плиоцене относительно холодный и аридный период. Это характерно и для севера Средиземноморья, где по данным Д. Бертолани Марчетти (Bertolani Marchetti, 1975) в позднем плиоцене выделяются три палинозоны, отвечающие двум гумидным и разделяющему их аридному этапам.

Итак, полученные климатические характеристики позднего плиоцена северо-запада Сирии хорошо коррелируются с климатическими построениями, выполненными как для более южных, так и для более северных территорий. В целом, плиоценовая палеоклиматическая история Сирии, как и последующая плейстоценовая, характеризуется направленной аридизацией, на фоне которой фиксируются аридные и плювиальные периоды. Совместно с колебаниями температуры они находят свое отражение в смене палеоландшафтов с различными типами Средиземноморской и Северо-Африканской растительности.

Эта работа была поддержана стипендией Джорджа Сореса и Академией естественных наук.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алехин В.В., Кудряшов Л.В., Говорухин В.С. География растений с основами ботаники. М.: Учпедгиз, 1957. 519 с.
- Вальтер Г. Общая геоботаника. М.: Мир, 1982. 261 с.
- Исаченко А.Г., Шляпников А.А. Ландшафты. М.: Мысль, 1989. 504 с.
- Симакова А.Н. Палинология и плиоцен-четвертичная история климата северо-западной Сирии //

Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 128 - 135.

*Benda L.* Principles of the palynologie subdivision of the Turkish Neogene // Newsletter stratigraf. 1971. № 1 - 3. Leiden. P. 23 - 26.

*Bertolani Marchetti D.* Preliminary palynological data on the proposed Plio-Pleistocene boundary type - section of Le Castella // Ateneo Parmense, acta nat. 1975. V. 11. № 3. P. 467 - 485.

*Horowitz A.* Palynological evidence for the age and structural implication rate of sedimentation along the Dead Sea Rift, and etructural implication // Tectonophysics. 1987. V. 141. № 1 - 3. P. 107 - 115.

*Horowitz A.* Neogene palynostratigraphy, paleoflora paleobiologie continentale // Montpellier. 1990. V. XVII. P. 245 - 257.

*Sauvage J., Dufaure J.-J.* Sur une flore pretiglienienne dans la serie marno-conglomeratique corinthienne (Peloponése, Grèce) // C.r. Acad. Sci. Paris. 1976. Ser. D. T. 282. № 8. P. 687 - 691.

*Suc J.-P.* Analyse pollinique de dépôt plio-pléistocènes du sud Massif basaltique de l'Escandorque (site de Bernasso, Lunas, Hérault, France) // Pollen et Spores, Parie. 1978. V. 20. № 4. P. 497 - 512.

*Zhend Z., Cravatte I.* Etude palynologique du pliocène de la Côte d'Asur (France) eta du littoral Ligure (Italii) // Geobios. 1986. № 19, fase 6. P. 815 - 825.

УДК 550.834:551.7

## ОТРАЖЕНИЕ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ КОДЕКСЕ

© 1994 г. Ю. А. Волож, А. Е. Шлезингер

*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 31.03.93 г.

За последние 10 - 15 лет сейсмостратиграфия нашла широкое применение в изучении осадочной оболочки Земли. Поэтому весьма отрадно, что ее методологические аспекты отражены во втором издании Стратиграфического кодекса России (Стратиграфический кодекс, 1992<sup>1</sup>). Однако, к сожалению, автором главы X "Сейсмостратиграфические подразделения" Л.Ш. Гиршгорном был допущен ряд существенных неточностей. На специальном заседании сейсмостратиграфического семинара геофизической подсекции МОИП 3.02.1993 г. детально обсужден сейсмостратиграфический раздел кодекса. В результате были признаны неверными многие приведенные в нем определения и нам было поручено отразить мнение семинара в печати. Ниже мы осветим основные неточности кодекса и дадим свое предложение по выделению сейсмостратиграфических подразделений стратиграфической специализации, которые в свое время были переданы в стратиграфический комитет.

### 1. Природа сейсмостратиграфических подразделений и их изохронность.

Сейсмостратиграфические подразделения (геологические тела) согласно кодексу ограничиваются сейсмогоризонтами и субстанционными<sup>2</sup> границами (статья X.1). Первые из них представляют сейсмические сигналы, отвечающие волнам определенного типа (отраженной, преломленной, обменной) (статья X.2). Данное определение искажает сейсмостратиграфию, поскольку она основывается только на анализе отраженных волн, а вся геофизическая информация, в том числе преломленные и обменные волны, используются для комплексирования при решении тех или иных задач. Поэтому выделение сейсмостратиграфических подразделений, когда кровля намечается по отражающему горизонту, а подошва по преломляющему горизонту (статья X.4), является грубой ошибкой. Сейсмостратиграфические подразделения выделяются только внутри поля от-

раженных волн. Ибо только создаваемые ими горизонты и оси синфазности являются изохронными, что является основным положением сейсмостратиграфии, без которого она теряет свой смысл. Преломленные и обменные границы не являются изохронными, часто переходя с одного возрастного уровня на другой.

### 2. "Субстанционные границы" и их диахронность.

Субстанционные границы выделяются по вещественно-структурным признакам (статья X.3). Они характеризуют не возрастные подразделения, а фациальные, структурные и постседиментационные изменения разреза осадочного чехла. Поэтому никакого отношения к возрастным сейсмостратиграфическим подразделениям они отношения не имеют. Субстанционные границы Л.Ш. Гиршгорна определяются рисунком сейсмической записи, которая характеризует фациальные особенности разреза. Изохронные отражающие горизонты и оси синфазности часто секут границы рисунка сейсмической записи. При характеристике местных сейсмостратиграфических подразделений (статья X.10) допущены те же искажения. Они также выделяются в сейсмических границах любых типов (поверхности отражения, изменение рисунка сейсмической записи и др.). К местным сейсмостратиграфическим подразделениям отнесены аномалии сейсмических импульсов ("яркое пятно", "тусклое пятно" и др.). Как известно, они чаще всего характеризуют фациальные изменения и флюидонасыщение разреза и используются для прямых поисков углеводородов. Таким образом в местные сейсмостратиграфические подразделения вошли как возрастные единицы разреза, так и фациальные его особенности, постседиментационные преобразования и даже флюидонасыщение.

Из сказанного следует, что глава X Стратиграфического кодекса нуждается в существенной переработке с учетом реальных достижений сейсмостратиграфии и ее методических основ. Авторы предлагают текст раздела кодекса "Сейсмостратиграфические подразделения" в следующей редакции.

<sup>1</sup> Стратиграфический кодекс. Изд. второе, дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ. 120 с.

<sup>2</sup> Данный термин в сейсмостратиграфии и сейсмометрии не применяется.

### 3. Определение сейсмостратиграфии и ее задачи.

3.1. Сейсмостратиграфия представляет научное направление, одной из главных задач которого является изучение субгоризонтально-залегающих слоистых тел (слоевых ассоциаций) осадочного чехла, сформированных в результате взаимодействия тектонических и седиментационных процессов, а также колебаний уровня моря.

3.2. Фактографическую базу сейсмостратиграфии составляют временные сейсмические разрезы отраженных волн метода общей глубинной точки (МОГТ), непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и высокочастотное акустическое профилирование, на которых слоевые ассоциации выделяются в виде двумерных тел, занимающих определенные части геологического пространства. Их ограничения трассируются по системе гладких (связанных с напластованиями пород) или шероховатых (связанных с поверхностями эрозионных несогласий) отражающих горизонтов.

3.3. Сейсмостратиграфия базируется на изохронности сейсмических отражений, связанных с напластованием пород. Сейсмические отражения и сейсмические границы, обусловленные постседиментационными процессами, имеют незначительное распространение и обычно объективно диагностируются.

4. Использование сейсмостратиграфии для стратиграфических целей.

4.1. При сейсмостратиграфическом анализе временной сейсмический разрез разделяется на трехмерные (объемные) возрастные геологические тела. Они представляют различного ранга сейсмостратиграфические единицы стратиграфической специализации, ограниченные несогласными или согласными поверхностями. Самое мелкое по размерам сейсмостратиграфическое подразделение стратиграфической специализации определяется разрешаемой способностью сейсмометрии и имеет толщину не менее 0.35 длины волны. В большинстве сейсмических разрезов МОГТ длина волны варьирует от 30 до 15 м. При использовании высокоразрешающей сейсмометрии она может быть уменьшена до 5 - 10 и более раз и толщина сейсмостратиграфических единиц измеряется первыми десятками сантиметров. Минимальные латеральные размеры сейсмостратиграфических единиц МОГТ составляют сотни метров и возрастают с глубиной пропорционально корню квадратному от глубины. В высокочастотной сейсмометрии их размеры уменьшаются до первых метров.

4.2. Ранг сейсмостратиграфических единиц стратиграфической специализации устанавливается исходя из вертикального и латерального взаимоотношения ограничивающих их поверхностей. Ареал распространения сейсмостратиграфичес-

ких единиц стратиграфической специализации очерчивается контуром схождения их граничных поверхностей или прекращением динамической выраженности соответствующих им отражающих горизонтов. В последнем случае происходит появление новой возрастающей сейсмостратиграфической единицы, имеющей ограничения на иных вертикальных уровнях.

4.3. Последовательный возрастной ряд сейсмостратиграфических единиц образует объективную шкалу событийной стратиграфии. Она раскрывает этапность развития осадочного бассейна или его отдельных фрагментов.

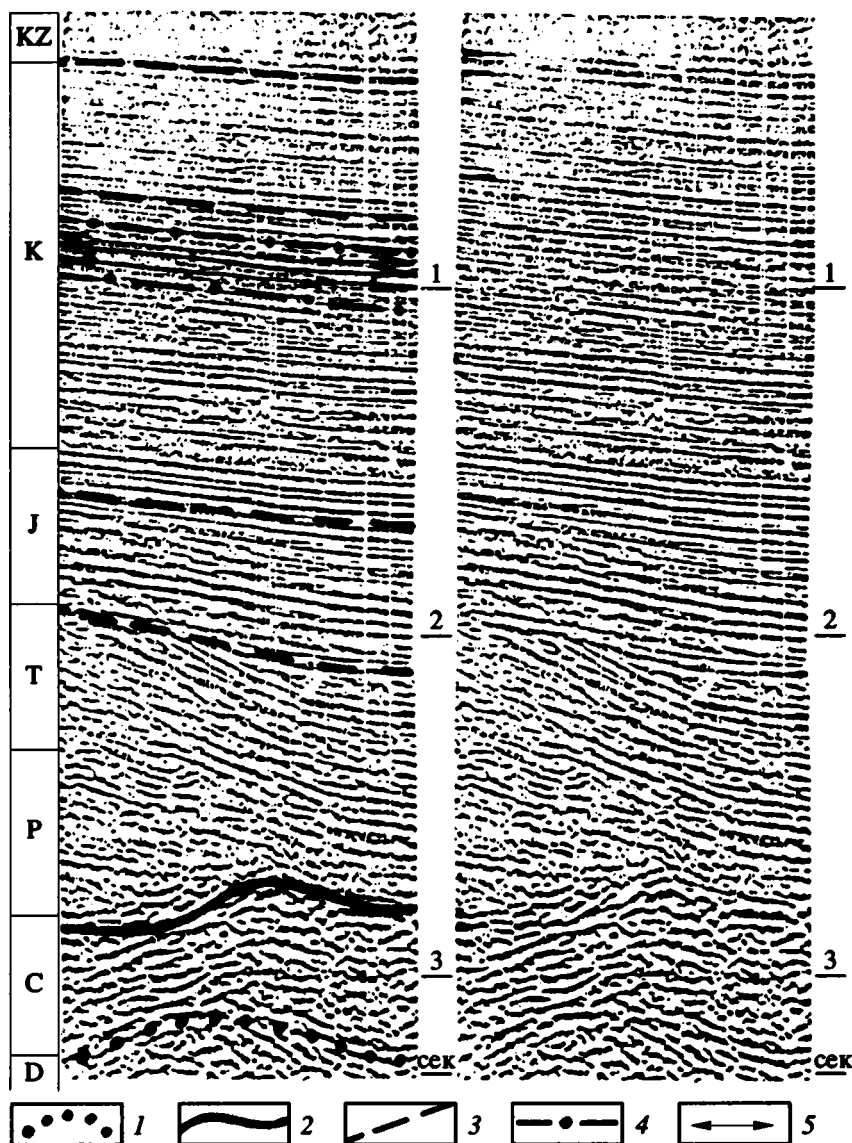
4.4. Возраст сейсмостратиграфических единиц определяется их привязкой к разрезам скважины или естественных обнажений, охарактеризованных палеонтологическим и палеомагнитным материалом.

4.5. Сейсмостратиграфические шкалы пространственно разобщенных осадочных бассейнов практически могут быть сопоставлены только путем их привязки к стратиграфически обоснованным разрезам скважин и естественных обнажений. Использование подошвенного (прибрежного) налегания для построения графиков колебаний уровня моря и их использование для стратификации разреза пока применения не имеют.

### 5. Сейсмостратиграфические подразделения.

5.1. Осадочный чехол представляет наиболее крупную таксономическую единицу, охватывающий верхний слой земной коры и характеризующийся регулярным сейсмическим полем отраженных волн (рисунок). В него не входят альпинотипно деформированные осадочные породы фанерозойских складчатых сооружений и кристаллические породы фундамента платформ. Он расслаивается субгоризонтальными сейсмическими горизонтами. Подошву осадочного чехла определяет кровля кристаллического фундамента или деформированных осадочных комплексов погребенных складчатых сооружений. В пределах распространения континентальной коры они, как правило, экранируются базальными слоями осадочного чехла и в поле отраженных волн не выделяются. Подошва осадочного чехла в этом случае фиксируется в поле преломленных волн (ГСЗ и КМПВ) опорной границей. Напротив, кровля океанического фундамента повсеместно выделяется в виде опорной отражающей границы несогласия. По латерали стратиграфический объем осадочного чехла изменяется за счет его перехода в породы кристаллического фундамента и складчатых комплексов.

5.2. Сейсмозтаж охватывает крупные части осадочного чехла с возрастным интервалом до первых сотен миллионов лет и мощностью до нескольких километров. В кровле и подошве он обычно ограничивается поверхностями угловых



Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий соотношение сеймостратиграфических подразделений стратиграфической специализации.

1 – подошва осадочного чехла; 2 – 5 – границы сеймостратиграфических подразделений: 2 – сеймоэтажей, 3 – сеймокомплексов, 4 – сеймоансамблей, 5 – сеймоквантов.

несогласий и отличается единством структурного плана.

5.3. Сеймокомплекс является главной сеймо-стратиграфической единицей стратиграфической специализации. Он объединяет разрез осадочного чехла на многие сотни метров с возрастным интервалом в десятки миллионов лет. В каждом сеймокомплексе чаще всего доминируют породы определенного литологического состава. Его кровлю и подошву ограничивают чаще всего поверхности несогласий, к которым приурочены динамически выраженные отражающие горизонты. В идеале сеймокомплекс должен соответствовать седиментационному комплексу. Последний отвечает эвстатическому циклу колебаний

уровня моря третьего (1 - 10 млн. лет) порядка и состоит из напластований низкого уровня, трансгрессии и высокого уровня, хотя в практике сеймостратиграфических исследований выделение седиментационных комплексов, связанных с эвстатическими колебаниями уровня моря, наталкивается на определенные трудности.

5.4. Сеймоансамбль (сеймопакет) является частью сеймокомплекса. Он ограничен динамически яркими отражающими горизонтами и имеет внутреннюю упорядоченность. Толщины сеймоансамбля не превышают 200 - 300 м при возрастном диапазоне в единицы миллионов лет.

5.5. Наименьшим стратоном сеймостратиграфических подразделений стратиграфической

специализации является сейсмоквант. На временных разрезах ему соответствует единичное полное отражение. С одной стороны, сейсмоквант может рассматриваться как геологическое возрастное тело мощностью в первые десятки метров и длительностью до 1.5 млн. лет и более. С другой – он может представлять границу напластований.

5.6. Сейсмокомплекс представляет сеймостратиграфическое подразделение регионального порядка. Он выделяется в пределах всего осадочного бассейна или даже в нескольких сопряженных бассейнах. Сейсмоквант и отчасти сейсмоансамбль представляют местные сеймостратиграфические единицы, имеющие, как правило, распространение в пределах отдельных изолированных площадей. В каждом сейсмоансамбле обычно выделяется от 2 - 3 до 12 - 15 сейсмоквантов.

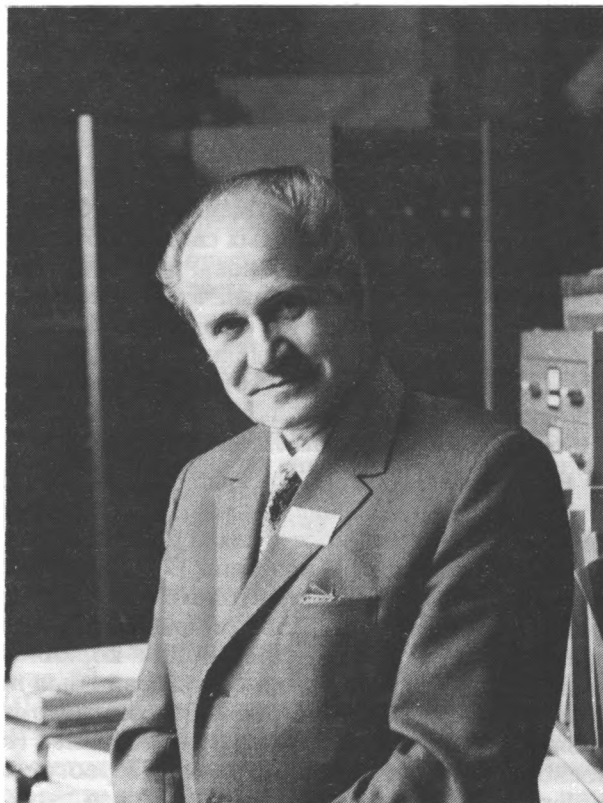
5.7. Сеймостратиграфические подразделения представляют стратиграфические единицы пере-

менной величины. Они зависят от частотного спектра и темпа седиментации. По латерали сейсмокванты низкоэнергетических слоев осадочного чехла могут переходить в сейсмоансамбли и сейсмокомплексы высокоэнергетических слоев.

5.8. Появление и исчезновение сейсмических отражений может иметь как возрастное значение, так может быть и не связано с ним. Сейсмические отражения стратиграфического уровня, т.е. сейсмокванты имеют тенденцию к сжатию или расхождению, вырисовывая исчезающие или появляющиеся возрастные геологические тела. При параллельном залегании сейсмических отражений начало и прекращение регистрации осей синфазности чаще всего имеет не возрастную причину.

Авторы благодарны Ю.Б. Гладенкову за инициативу проведения данных исследований, за ценные советы и редактирование статьи.

## © 1994 г. БОРИСУ СЕРГЕЕВИЧУ СОКОЛОВУ – ВОСЕМЬДЕСЯТ ЛЕТ



Фотография сделана П.Н. Семеновым-Тяньшаньским

9 апреля 1994 г. исполнилось 80 лет крупнейшему геологу, стратиграфу и палеонтологу, главному редактору журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция" Борису Сергеевичу Соколову.

Академик Б.С. Соколов принадлежит к плеяде виднейших представителей геологической науки. Значительный вклад он внес в стратиграфию, региональную геологию, палеогеографию и фациальный анализ, в учение о биосфере, но главные его научные достижения связаны с палеонтологией кораллов и со стратиграфией позднего докембрия, с выделением и обоснованием вендской системы.

Борис Сергеевич родился 9 апреля (28 марта по старому стилю) 1914 г. в Вышнем Волочке в большой дружной семье Сергея Борисовича (он был фельдшером) и Дарьи Андреевны, которые имели шестерых детей. Школу он окончил в 1931 г. в родном городе и собирался поступить в Ленинградский университет, но путь к высшему образованию в то время предполагал наличие трудового стажа. Чтобы приобрести его, Борис

Сергеевич проработал год монтером и к занятиям на геолого-почвенно-географическом факультете университета смог приступить лишь с осени 1932 г., а в 1937 г. окончил с отличием университет и был зачислен ассистентом на кафедру палеонтологии. В те годы кафедрой руководил проф. М.Э. Янишевский, которого Б.С. Соколов с большой теплотой вспоминает как своего первого учителя в области палеонтологии.

Здесь же, в университете, еще в студенческие годы произошла встреча Бориса Сергеевича с Еленой Николаевной Поленовой, вскоре ставшей его женой. Впоследствии известный специалист по остракодам и биостратиграфии девона России, Елена Николаевна долгие годы, до своей кончины в 1987 г., была самым близким человеком Бориса Сергеевича, создавшим в его семье неповторимую теплую атмосферу и оградившим его от многих забот и трудностей повседневной жизни.

Главным объектом научных исследований Бориса Сергеевича в студенческие и первые послеуниверситетские годы были каменноугольные отложения и кораллы Подмосковского бассейна, хотя первой его публикацией была статья по четвертичной геологии (1939 г.). Изучая подмосковный нижний карбон, Борис Сергеевич особое внимание уделял детальным исследованиям кораллов (прежде всего табулят) и хететид, а начиная с 1936 г. участвовал также в геологических исследованиях в Средней Азии, проводившихся рядом ленинградских геологических организаций. Работая на этом поприще, он показал свои блестящие способности не только в познании геологии обширного региона, но и в организации исследований. Поэтому весной 1941 г. именно Б.С. Соколов был назначен одним из руководителей комплексной экспедиции в Западный Китай, в Синьцзян, целью которой было выяснение геологического строения и перспектив рудоносности и нефтеносности региона. В 1941 - 1943 гг. Борис Сергеевич изучал китайский Тянь-Шань и привлекающие Таримскую, Турфанскую и Джунгарскую депрессии, а в 1943 г. был назначен одним из руководителей Среднеазиатской экспедиции Всесоюзного научно-исследовательского нефтяного института (ВНИГРИ). Вплоть до 1946 г. под его руководством проводились геолого-съёмочные работы, направленные главным образом на оценку нефте- и газоносности региона. В ходе работ были получены важные научно-практические результаты, которые в то время широко использовались геологами СССР и Китая, но остались не опубликованными. Исследованиями в области

нефтяной геологии Б.С. Соколов занимался и позднее, вплоть до переезда в Новосибирск в 1960 г. Среди работ Бориса Сергеевича в этой области особо следует отметить те, что были выполнены во время его следующего пребывания в Китае (1953 - 1954 гг.) в составе группы экспертов для оценки перспектив нефтегазоносности страны. Свое особое отношение к Китаю Б.С. Соколов сохранил на долгие годы, снова побывав в нем в 1959, 1983 и 1987 гг.

В 1945 г. Б.С. Соколов возвратился в Ленинград после исследований в Средней Азии и, работая в ВНИГРИ, возобновил преподавательскую деятельность в университете. Именно в это время резко расширилась сфера научных интересов Бориса Сергеевича, он начал работу над материалами по опорному бурению на Русской платформе, выполнил широкие литолого-палеогеографические обобщения, которые вошли в атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя платформы и ее складчатого обрамления.

Однако важнейшее место в научных интересах Б.С. Соколова в те годы занимали ископаемые кораллы, с которыми он впервые познакомился еще будучи школьником. До работ Бориса Сергеевича по сути дела не существовало их стройной системы (что в первую очередь касается табулятов), а стратиграфический потенциал группы оценивался очень низко. В первой же работе, посвященной ископаемым кораллам (1939 г.) Б.С. Соколов установил стратиграфически значимые комплексы хететид, наметил их биогеографические особенности и тем самым впервые представил эту группу ископаемых как стратиграфический инструмент. Именно хететидам была посвящена кандидатская диссертация Б.С. Соколова, успешно защищенная в 1947 г. Монография, представлявшая эту диссертацию, была написана еще в 1941 г., а издана в 1950 г.

Личное участие в многочисленных региональных исследованиях и все возрастающий научный авторитет привели к тому, что в руках Б.С. Соколова к середине 1950-х годов скопился колоссальный материал по табулятоморфам практически из всех регионов их развития на территории бывшего СССР – Русской платформы, Урала, Сибири, Средней Азии, Прибалтики, Подольи. Итогом тщательного изучения этого материала явилась капитальная, ставшая классической монография “Табуляты палеозоя Европейской части СССР”, состоящая из пяти томов. Эти тома, опубликованные в 1951 - 1955 гг., содержат монографическое описание табулят различных районов, анализ их стратиграфического значения и рассмотрение общих вопросов систематики и истории развития как самих табулятов, так и гелиолитоидей и хететид. Для каждой из этих групп детально рассмотрены морфология скелета, дана таксономическая оценка различных особенностей строения, описаны микроструктура и морфогенез, восстановлены главные черты эволюции.

В результате Б.С. Соколов впервые предложил единую таксономическую систему табулятоморфных кораллов (включая хететид, которых он в то время считал представителями гидроидных). Значение этой сводки трудно переоценить. Она до сих пор служит настольной книгой для палеонтологов-кораллистов всего мира. В 1955 г. она была блестяще защищена Б.С. Соколовым в качестве докторской диссертации; в 1958 г. Борис Сергеевич был утвержден в звании профессора.

Понимание особой роли палеонтологии в общем кругу наук о Земле привело к тому, что Б.С. Соколов в конце пятидесятых годов выступил одним из инициаторов создания и публикации 15-томной серии капитальных сводок, объединенных единым названием “Основы палеонтологии”. Борис Сергеевич был назначен заместителем главного редактора серии (академика Ю.А. Орлова) и составил для нее разделы, посвященные табулятам, гелиолилитам и хететидам. Основные руководители этой сводки, включая Б.С. Соколова, в 1967 г. были удостоены Ленинской премии.

В 1958 г. Б.С. Соколов был избран членом-корреспондентом Академии наук СССР и вскоре переехал в Новосибирск в связи с созданием Сибирского отделения Академии. В Новосибирске он возглавил отдел палеонтологии и стратиграфии в Институте геологии и геофизики, который превратился в центр исследования кораллов в нашей стране. Именно Борис Сергеевич был инициатором организации первого Всесоюзного симпозиума по изучению ископаемых кораллов (Новосибирск, 1963), а в дальнейшем и Первого международного симпозиума, посвященного этой же теме (Новосибирск, 1971). Почин Бориса Сергеевича поддерживали все кораллисты мира, и до сего дня успешно проведено шесть таких форумов. Признанием роли Б.С. Соколова как их инициатора было то, что на Вашингтонском симпозиуме (1983) он был единогласно избран почетным президентом-организатором.

Совершенно особое место во всей плодотворной научной деятельности Б.С. Соколова занимают его исследования по верхнему докембрию. Начатые в конце 40-х годов в связи с работами по додевонским отложениям Русской платформы, эти исследования не только привели к выделению новой докембрийской системы – венда, но и оказали большое влияние на общее развитие концептуальной основы палеонтологии и стратиграфии докембрия.

Обобщение материалов глубокого бурения на Русской платформе позволило Борису Сергеевичу в середине 50-х годов сделать вывод о том, что базальные горизонты осадочного чехла платформы, в то время безоговорочно относившиеся к кембрию, в действительности слагают самостоятельный стратиграфический комплекс докембрийского возраста. Этот комплекс, предшествующий появлению древнейшей скелетной фауны

кембрия, был назван им вендом. Выделенный сперва только на геологической основе в пределах Русской платформы, позднее венд трудами Б.С. Соколова, его учеников и последователей приобрел всестороннее историко-геологическое и палеонтологическое обоснование и по праву занял место терминальной системы докембрия. Именно в таком качестве венд получил всеобщее признание в России и далеко за ее пределами. Подтверждением тому является не только широкое распространение термина “вендская система” в мировой литературе, но и введение венда в официальные стратиграфические шкалы нашей страны в 1979 и 1990 гг. и в некоторые стратиграфические шкалы, предложенные за рубежом.

Громадный опыт, накопленный отечественными специалистами в исследовании палеонтологии, стратиграфии и геологической истории венда за тридцать лет, был обобщен в фундаментальной сводке “Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование”. Эта двухтомная сводка, задуманная Б.С. Соколовым как широкий синтез имевшихся данных, вышла в свет под его редакцией в 1985 г. на русском и в 1991 г. в модифицированном виде на английском языках.

Весь цикл работ Б.С. Соколова по венду ярко демонстрирует то особое значение, которое он уделяет палеонтологии докембрия. Так, еще в конце 40-х годов Б.С. Соколов организовал по ВНИГРИ микропалеонтологические исследования вендских толщ. Применение палинологической методики не сразу принесло успех в изучении ископаемых микроорганизмов докембрия, природа которых оставалась неясной. Однако интенсивные исследования в этой области, проводившиеся во ВНИГРИ, ГИНе, ВНИГНИ и других ведущих геологических институтах страны, дали свои плоды. Уже в 60-е годы отечественные специалисты стали лидерами нового, биостратиграфического направления докембрийской микропалеонтологии (в рамках рифея и венда). Биостратиграфические шкалы позднего докембрия, основанные на изучении распределения акритарх на Русской и Сибирской платформах, стали эталонными для микропалеонтологов-докембристов мира. Общеметодическое и практическое значение микропалеонтологии докембрия Б.С. Соколов неизменно подчеркивал в своих трудах.

Борису Сергеевичу принадлежит выдающаяся роль в организации и определении главного направления палеонтологических исследований докембрия. На фоне бурного развития этого направления в нашей стране в 60-е и 70-е годы явно ощущался недостаток палеобиологических интерпретаций ископаемого материала. Внимание исследователей в то время обычно привлекало только стратиграфическое применение тех или иных групп докембрийских окаменелостей, без анализа их палеобиологического и палеоэколо-

гического аспектов, что не давало возможности совершенствовать биостратиграфический метод.

Борис Сергеевич ранее других оценил важность палеонтологических исследований докембрия не только для развития биостратиграфии, но и для познания ранних этапов эволюции жизни на Земле, для обогащения учения о биосфере в целом. Он неустанно пропагандировал “биологизацию палеонтологии” вообще и палеонтологии докембрия в особенности. В работах Б.С. Соколова, посвященных отдельным группам протерозойских окаменелостей или общим вопросам эволюции жизни в докембрии, биологическая сторона исследования всегда выступает очень ярко. Палеобиологическое направление вошло в гармонию с биостратиграфическим в Лаборатории палеонтологии докембрия, которая была организована Б.С. Соколовым в Палеонтологическом институте Академии наук в 1976 г., после переезда Бориса Сергеевича из Новосибирска в Москву. Особенно ярко это проявилось в исследованиях по древнейшим многоклеточным животным венда и следам их жизнедеятельности. Принадлежащие Б.С. Соколову описания первых находок докембрийской фауны и следов из венда СССР положили начало палеозоологии докембрия в нашей стране.

Понимая важность новейших данных об органическом мире докембрия, Б.С. Соколов организовал Первый всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия в Новосибирске в 1965 г. Симпозиум привлек внимание большого количества отечественных и зарубежных специалистов и прошел весьма успешно, дав мощный толчок развитию исследований докембрийской биосферы. Два других подобных симпозиума, организованные Б.С. Соколовым в 1976 г. в Ленинграде, и в 1987 г. в Петрозаводске, как бы подводили итоги крупным этапам развития этого актуальнейшего направления современной палеонтологии. Многие специалисты, начинавшие свои исследования в 60-е годы вместе с Б.С. Соколовым или под его руководством, выступали на этих симпозиумах как ученые с мировым именем, обретенным благодаря крупным достижениям в изучении органического мира и биостратиграфии докембрия.

Следует заметить, что теоретические обобщения в области палеонтологии докембрия, принадлежащие Б.С. Соколову, всегда привлекали внимание специалистов. Б.С. Соколов бесспорно является крупным теоретиком и идеологом этого направления науки, которое в последнее время бурно развивается в ведущих странах мира.

Выделение венда в качестве самостоятельной системы можно уверенно отнести к наиболее выдающимся достижениям стратиграфии за последние десятилетия. Вендский период с его специфической биотой, по образному выражению Б.С. Соколова, стал тем окном, через которое можно рассмотреть всю картину развития жизни на Земле. Поэтому не случаен особый интерес

Б.С. Соколова к общим закономерностям развития биосферы и стратисферы. Этим проблемам посвящен ряд широко известных его публикаций за минувшее десятилетие.

Особо следует упомянуть работы Бориса Сергеевича, связанные с проблемой границ стратиграфических подразделений и развития экстратиграфического метода. Эти работы, имеющие общее методологическое значение, были начаты в связи с деятельностью Международной рабочей группы по границе силура и девона и позднее переросли в самостоятельное направление теоретических исследований Б.С. Соколова. По существу он был первым, кто в нашей литературе поддерживал и развил концепцию глобального стратотипического разреза и точки границы стратиграфического подразделения. Он неоднократно подчеркивал необходимость типизации стратиграфических границ для строгого обоснования хроностратиграфических подразделений. Серия его работ по границе докембрия и кембрия является тому широко известным примером.

Вместе с тем публикации Б.С. Соколова с полной очевидностью показали эффективность комплексного (геолого-биологического) подхода к формированию общей стратиграфической шкалы протерозоя. Такой вывод, широко принятый в русской геологической литературе, особое значение приобретает сейчас, когда в англоязычной литературе явно доминирует хронометрическая концепция общего расчленения докембрия.

Говоря об общеметодологических трудах Б.С. Соколова, нельзя не упомянуть и о том, что через большинство его работ красной нитью проходит мысль о совершенно особой роли, которую играет стратиграфия в общем комплексе наук о Земле. Эта роль, как коротко и ясно сказал Борис Сергеевич в одной из своих публикаций, определяется тем, что именно стратиграфия дает геологии координату времени, превращая тем самым геологию в науку историческую, то есть в науку в строгом смысле слова.

Необходимо особо отметить плодотворную и активную научноорганизационную деятельность Бориса Сергеевича. С момента организации Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) в 1955 г. Б.С. Соколов был избран членом его бюро, председателем комиссии МСК по ордовики и силуру, членом бюро ряда других комиссий. В 1971 г. он стал заместителем председателя МСК, в 1976 г. – его председателем, а в 1991 г. – почетным председателем. В 1962 г. Борис Сергеевич был избран вице-президентом, а в 1974 г. – президентом Всесоюзного (ныне Всероссийского) палеонтологического общества; в 1964 г. он был избран членом Международного Палеонтологического союза, в 1964 - 1966 гг. был вице-президентом Азиатского филиала этого Союза, вице-президентом (1972 - 1980 гг.) и президентом (1980 - 1984 гг.) Международной пале-

онтологической ассоциации. Б.С. Соколов был одним из тех, кто стоял у истоков Международной программы геологической корреляции. В 1975 - 1990 гг. он занимал пост академика-секретаря Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук Академии наук. Его ежегодные доклады на общих собраниях Отделения всегда выходили далеко за рамки формальных отчетов о деятельности академика-секретаря и институтов Отделения, выливались в заинтересованный анализ сегодняшних проблем наук о Земле, рассмотрение направлений их развития, перспектив их роста и болевых точек. Эти отчеты, ежегодно публиковавшиеся в журнале "Известия Академии Наук СССР. Серия геологическая", являются яркими документами развития наук о Земле в рамках Академии наук.

Что же касается программных вступительных речей Б.С. Соколова на ежегодных сессиях Палеонтологического общества, то они неизменно отличались глубиной анализа и новизной постановки проблем; в них отражено развитие отечественной палеонтологии последних десятилетий и их следовало бы издать отдельной книгой.

Особое место в научно-организаторской деятельности Б.С. Соколова занимает создание в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук отдела палеонтологии и стратиграфии. За короткий промежуток времени Б.С. Соколов сплотил вокруг себя большой коллектив палеонтологов, биостратиграфов и геологов, в котором в 70-е годы работало уже более ста специалистов. Борис Сергеевич создал единую концепцию проводимых исследований и неизменно доброжелательно, но строго следил за их развитием. В результате Новосибирск стал одним из ведущих мировых центров палеонтолого-стратиграфических исследований в огромном диапазоне стратиграфической шкалы от рифея до квартала. Избрание Б.С. Соколова в 1968 г. действительным членом Академии наук СССР явилось закономерным признанием его исключительных научных и научно-организационных заслуг.

Как организатора науки Б.С. Соколова отличает целеустремленность, требовательность, чувство перспективы, умение определить и точно формулировать наиболее актуальные направления исследований, стремление поддержать молодых многообещающих ученых и способность увлечь и вдохновить специалистов разного профиля на решение тех научных проблем, которые определяют передний край науки в данный период времени.

Заслуги Бориса Сергеевича отмечены многими наградами – тремя орденами Ленина, орденом Трудового Красного Знамени, орденом "Знак почта", многими медалями. В 1984 г. ему было присвоено звание Героя Социалистического Труда, в 1967 г. присуждена Ленинская премия, в 1979 г. – высшая академическая награда в области наук о Земле – золотая медаль имени А.П. Карпинского,

а в 1992 г. он был удостоен премии Карпинского–Швейцера Гамбургского фонда и награжден медалью Карла фон Бэра за геологические исследования в Эстонии. Борис Сергеевич – автор более 350 научных работ (в том числе 9 книг), посвященных различным аспектам геологии, палеонтологии, стратиграфии и общей эволюции биосферы.

Блестящие научные достижения Б.С. Соколова создали ему высокий международный авторитет. Он избирался в число руководителей ряда упомянутых выше международных геологических организаций, избран членом или почетным членом геологических обществ Франции (1963 г.), Швеции (1968 г.), Болгарии (1977 г.), США (1983 г.), Великобритании (1985 г.), Канады (1987 г.), членом Академии наук Чехословакии (1982 г.) и ГДР (1986 г.). Нельзя обойти молчанием и активную деятельность Б.С. Соколова как члена комиссий по наследию И.А. Ефремова, В.И. Вернадского, А.П. Карпинского, Д.В. Наливкина, семьи Рерихов.

Крупный вклад Борис Сергеевич внес в подготовку научных кадров. Долгое время он был

тесно связан с кафедрой палеонтологии Ленинградского университета, вплоть до переезда в Новосибирск, где продолжил педагогическую деятельность, будучи организатором и заведующим кафедрой палеонтологии и исторической геологии в Новосибирском университете. Под руководством Бориса Сергеевича вырос не один десяток видных ученых как в нашей стране, так и за рубежом – во Вьетнаме, Болгарии, Польше, Китае.

Нельзя обойти вниманием огромную просветительную деятельность Б.С. Соколова. Она не прерывается ни на один день в течение многих лет в контактах с коллегами, студентами, в многочисленных выступлениях Бориса Сергеевича в научных и непрофессиональных аудиториях, в десятках публикаций на страницах газет и журналов, в интервью на радио и телевидении.

Масштабы научных достижений Б.С. Соколова, его яркий публицистический дар, стиль научных исследований и обширная школа последователей – все это вместе ставит Бориса Сергеевича Соколова в ряд наиболее ярких представителей Российской Академии Наук.

*Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,  
Редколлегия журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция",  
Межведомственный стратиграфический комитет,  
Всероссийское палеонтологическое общество,  
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,  
Палеонтологический институт РАН*

## **МЕЖДУНАРОДНАЯ ПОМОЩЬ РОССИЙСКОЙ НАУКЕ**

### **Быстрый и дешевый доступ к мировой научной информации**

Международная сеть научно-технической информации STN International и Международный научный фонд (фонд Сороса) сделали свыше 150 мировых баз данных доступными для российских пользователей. На важнейшие из них в области химии, биологии, физики, геологии, компьютерных наук цена составляет 5% от мировой (в рублях).

Доступ к информации предоставляется через Московский информационный центр РАН-STN, директор к.х.н. Хуторецкий В.М. тел. (095) 135-87-82, факс (095) 135-53-28, E-mail khutor@ncc.free.net или valerian@adonis.iasnet.com, адрес 117913, Москва В-334, Ленинский пр. 47, ИОХ РАН.

Центр проводит демонстрации и обучение пользователей и студентов.

---

|                           |                                |                                                   |
|---------------------------|--------------------------------|---------------------------------------------------|
| Сдано в набор 20.12.93 г. | Подписано к печати 15.02.94 г. | Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub> |
| Офсетная печать           | Усл. печ. л. 14.0              | Уч.-изд. л. 14.1                                  |
|                           | Усл. кр.-отт. 5.1 тыс.         | Бум. л. 7.0                                       |
|                           | Тираж 358                      | Зак. 812                                          |
|                           |                                | Цена 100 р.                                       |

---

## ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геонисторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, и заключение эксперта.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экз. должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: один экземпляр монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17), другой (чистый) прилагается отдельно. На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: а) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; б) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов указывается фамилия первого автора (напр., Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (напр., Стратиграфические исследования ..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей, к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

- 1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий;
- 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;
- 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);
- 4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

100 р.  
Индекс 73390