

Том 1, Номер 6

Ноябрь - Декабрь 1993

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор  
Б.С. Соколов



МАИК НАУКА

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

Том 1 № 6 1993 Ноябрь - Декабрь

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. Берггрэн, 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 1, номер 6, 1993

---

---

### Стратиграфические исследования, основанные на эвстатических колебаниях

*С. Л. Беляков, Ю. Б. Гладенков, А. Е. Шлезингер* 3

### История Восточного Паратетиса в позднем эоцене - раннем миоцене

*С. В. Попов, М. А. Ахметьев, Н. И. Запорожец,  
А. А. Воронина, А. С. Столяров* 10

### Палеоботаническая характеристика и радиометрическое датирование неогеновых отложений Южного Приморья

*Б. И. Павлюткин, С. С. Ганзей, В. С. Пушкарь, Т. И. Петренко* 40

### Позднекайнозойские палеоклиматические события в Арктическом океане

*Ю. А. Лаврушин, М. Н. Алексеев* 48

### Календарь биотических и абиотических событий позднего кайнозоя Западной Сибири

*С. А. Архипов, В. С. Волкова, В. С. Зыкин* 53

### Изменения климата в плиоцене - плейстоцене Северо-Востока Азии

*С. А. Лаухин* 59

### Геохронология кор выветривания платобазальтов Сирии и эволюция палеоклимата региона за последние 20 млн. лет

*В. М. Новиков, Е. В. Шарков, И. В. Чернышев,  
Е. В. Девяткин, А. Е. Додонов, В. В. Иваненко,  
М. И. Карпенко, С. Ханна, Н. Ахтум* 66

### Методические основы изучения геологических памятников природы России

*А. В. Лапо, В. И. Давыдов, Н. Г. Пашкевич,  
В. В. Петров, М. С. Вдовец* 75

---

### Краткие сообщения

#### Комплексы двустворчатых и брюхоногих моллюсков триаса Западного Казахстана и их значение для стратиграфии

*С. Н. Жидовинов* 84

#### Моллюски из голоценовых отложений Хасанского района (Южное Приморье)

*К. А. Лутаенко* 89

# CONTENTS

---

---

## Volume 1, Number 6, 1993

---

---

### Stratigraphic Investigations Based on Eustatic Fluctuations

*S. L. Belyakov, Yu. B. Gladenkov, and A. E. Shlezinger* 3

### Evolution of Eastern Paratethys in the Late Eocene–Early Miocene

*S. V. Popov, M. A. Akhmet'ev, N. I. Zaporozhets,  
A. A. Voronina, and A. S. Stolyarov* 10

### Paleobotanic Characteristics and Radiometric Dating of Neogene Deposits in Southern Primor'e

*B. I. Pavlyutkin, S. S. Ganzei, V. S. Pushkar', and T. I. Petrenko* 40

### Late Cenozoic Paleoclimatic Events in the Arctic Ocean

*Yu. A. Lavrushin and M. N. Alekseev* 48

### Chronology of Late Cenozoic Biotic and Abiotic Events in Western Siberia

*S. A. Arkhipov, V. S. Volkova, and V. S. Zysin* 53

### Climatic Changes in Northeast Asia in the Pliocene–Pleistocene

*S. A. Laukhin* 59

### Geochronology of Weathering Crusts on Flood Basalts in Syria, and the Evolution of Regional Paleoclimate during the Last 20 Ma

*V. M. Novikov, E. V. Sharkov, I. V. Chernyshev,  
E. V. Devyatkin, A. E. Dodonov, V. V. Ivanenko,  
M. I. Karpenko, S. Khanna, N. Ahtum* 66

### Methodic Principles of Study of Geological Monuments of Nature in Russia

*A. V. Lapo, V. I. Davydov, N. G. Pashkevich,  
V. V. Petrov, and M. S. Vdovets* 75

---

### Brief Communications

#### Triassic Bivalve and Gastropod Assemblages from Western Kazakhstan and Their Stratigraphical Significance

*S. N. Zhidovinov* 84

#### Mollusks from Holocene Deposits of the Khasan Lake Region in Southern Primor'e

*K. A. Lutaenko* 89

---

### Alphabetical index

92

---

---

УДК 551.7:551.3.051

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, ОСНОВАННЫЕ НА ЭВСТАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ

© 1993 г. С. Л. Беляков, Ю. Б. Гладенков, А. Е. Шлезингер

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

Поступила в редакцию 27.11.92 г.

Основой одного из направлений стратиграфии – стратиграфии седиментационных комплексов (Sequence Stratigraphy) являются системы напластований. Их образование связано с низким уровнем моря, трансгрессией и высоким уровнем моря прошлого. Рассматриваются возможности их применения в стратиграфической интерпретации осадочных бассейнов. Показаны ограничения использования стратиграфии седиментационных комплексов. Намечены конкретные полигоны, где она может быть использована.

В последние 15 лет сформировалось новое направление в изучении осадочных бассейнов – стратиграфия седиментационных комплексов (ССК) (Sequence Stratigraphy). В ее основу положены глобальные изменения уровня Мирового океана и методические приемы сеймостратиграфического анализа. ССК в виде важной компоненты нашла отражение в так называемой событийной стратиграфии, которая с середины восьмидесятых годов бурно развивается (Ильин, 1991). Повышенное внимание к ССК отразилось, в частности, в том, что в 1990 г. на Международном седиментологическом конгрессе в Ноттингене одноименная секция являлась одной из ведущих. ССК, использующая последние технологические достижения сейморазведки и опирающаяся на последние данные по седиментологии морей и океанов, получает быстрое развитие в связи с тем, что прямо способствует прогнозу и поискам природных резервуаров нефти и газа. На ее основе уже открыты многие месторождения углеводородов (преимущественно на акватории шельфов).

В практике зарубежных исследований с 70-х гг. широко используются и развиваются теоретические и практические разработки ССК. Принципы выделения и внутреннее строение седиментационного комплекса освещены в известных разработках П.Р. Вейла, Н. Кристи-Блика, Б.У. Хака и многих других, основывающих свои выводы на материалах по различным регионам мира (Christie-Blick *et al.*, 1988; Naq *et al.*, 1987; 1988; Mitchum and Van Wagoner, 1991; Seismic stratigraphy ..., 1977; Vail, 1987; Vail *et al.*, 1991; Van Wagoner *et al.*, 1987).

В нашей стране разработки в области ССК проводились в значительно меньшем объеме, что связано с более слабыми разрешающими возможностями использующейся сейморазведки, отсутствием творческих коллективов, целенаправленно объединяющих высококлассных специалистов разных ведомств, незначительным коли-

чеством пригодных для данных исследований полигонов и пр.

Основные положения ССК в нашей литературе были изложены К.Р. Волковым и А.Е. Шлезингером (1992). Сведения о международном совещании в Ноттингене, посвященном ССК, приведены А.В. Ильиным (1991). За 2 - 3 года ССК накопила большой объем новых данных. Ее современному состоянию и поднимаемым проблемам, затронутым в публикациях последнего времени, посвящена настоящая работа.

Традиционная стратиграфия основывает расчленение осадочных геологических тел фанерозой прежде всего на палеонтологической базе – с выделением хроностратиграфических подразделений типа яруса и зоны. ССК анализирует седиментационные тела, связанные в своем образовании с колебаниями уровня Мирового океана. Они разделены поверхностями несогласий, выделяемыми по сейсмическим признакам, данным бурения и в естественных обнажениях. Поверхности несогласия могут быть биостратиграфически датированы при достаточной полноте разрезов. Особое внимание ССК уделяет изучению взаимоотношений пород внутри седиментационных тел, состоящих из слоев, которые, в свою очередь, тоже ограничены поверхностями перерывов осадконакопления, размыва или соответствующими им по времени границами согласного залегания слоев, но иного – более высокого порядка.

Основной стратиграфической единицей при этом подходе считается седиментационный комплекс (СК), который представляет собой трехмерное геологическое тело, ограниченное несогласными или соответствующими им, в ряде случаев, согласными поверхностями. Комплекс отвечает достаточно крупному этапу седиментации (от 1 - 2 до 10 млн. лет) и сложен генетически связанными слоями. Он может подразделяться на отдельные системы напластования. Последние имеют разный фациальный состав, подразделяются на подком-

плексы и ограничены поверхностями, обусловленными колебаниями уровня моря. Границы седиментационных систем напластований и составляющих их подкомплексов обеспечивают хроностратиграфическое деление разреза, что и используется для корреляции и картирования осадочных пород. Они выделяются и устанавливаются по латеральному распространению, геометрии поверхностей и форме седиментационных тел. Мощность подразделений, интервалы времени их формирования, их генезис для выделения указанных единиц не используются (рис. 1 - 4). Седиментационные (сейсмические) комплексы выделялись у нас в стране и за рубежом и до появления ССК. Однако они не несли ту смысловую генетическую нагрузку, которая им придает ССК, т.е. их образование не связывалось с эвстатическими колебаниями.

Сейчас все более очевидно, что седиментационные комплексы и слагающие их системы напластований отражают три основных геологических процесса – прежде всего колебания уровня моря, погружение или поднятие дна бассейна в результате тектонических движений и, наконец, поступление в бассейны значительной массы осадков. Седиментационные комплексы являются основными единицами разреза, используемыми для создания стратиграфической шкалы, внутри которой можно провести хроностратиграфическую и литофациальную корреляции. Они могут быть установлены по сейсмическим, буровым данным и по естественным обнажениям. Фациальная последовательность внутри седиментационного комплекса может быть проградационной (при наступлении береговой линии), ретроградационной (при ее

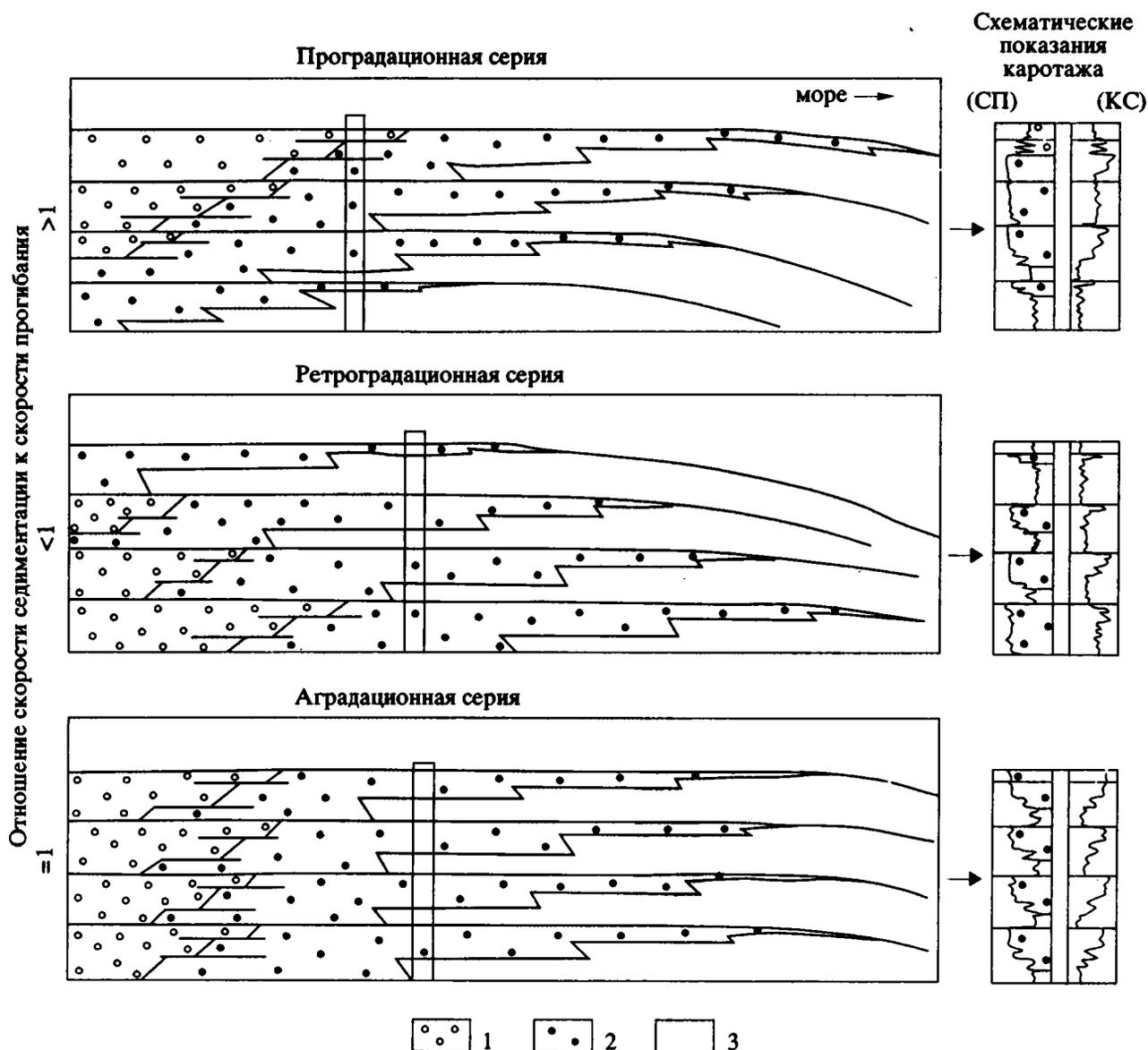


Рис. 1. Взаимное расположение фаций в системах напластований (Van Wagoner *et al.*, 1987).

1 – песчаники и аргиллиты прибрежной равнины; 2 – мелководно-морские песчаники; 3 – шельфовые аргиллиты.

отступлении) и аградационной (при стабильном положении береговой линии) в зависимости от отношения скорости осадконакопления и скорости погружения дна бассейна (рис. 1). Поверхности несогласий, ограничивающие седиментационные комплексы, отделяют более древние слои от более молодых. Первые из них часто затронуты значительным размывом. Несогласия создаются при низком уровне моря и отвечают точке изгиба эвстатической кривой. Выделяются поверхности несогласий, связанные с субаэральной (первый тип) и подводной (второй тип) эрозией. Поверхность несогласия первого типа формируется в случае, когда скорость падения уровня моря превышает скорость опускания дна бассейна. Поверхность несогласия второго типа, напротив, создается, когда скорость падения меньше скорости опускания дна бассейна, и оно остается покрытым водным слоем. Эрозия в этом случае, вероятно, вызывается последующей трансгрессией, приводящей к выработке нового уровня шельфа. Данный процесс подробно исследован Н.В. Есиным и др. (1986). Локальная эрозия, одновременная с накоплением осадков типа отмелей и миграционных дюн, не включается в поверхности не-

согласия. В глубоководных условиях подводная эрозия связывается с подводными течениями, на образование которых влияют климатические изменения и колебания уровня Мирового океана.

Как говорилось выше, выделение седиментационного комплекса основывается на данных сейсмоки, бурения и естественных обнажений. Его границы не всегда легко наметить, так как они обычно приурочены к внутренним частям регрессивных единиц разреза. Подошва седиментационного комплекса устанавливается по резкому смещению осадконакопления в сторону моря и при очевидных поверхностях несогласий. В местах отсутствия поверхности несогласия она может фиксироваться по смене проградационных слоев на аградационные. Сейсмическая интерпретация границ комплексов поверхностей несогласий внутри него осуществляется с помощью детального анализа сейсмической записи – прекращения прослеживания отражений в подошвенном налегании и прилегании, а также кровельном прилегании и срезе. В случае параллельности слоев поверхности несогласия определяются по биостратиграфическим данным.

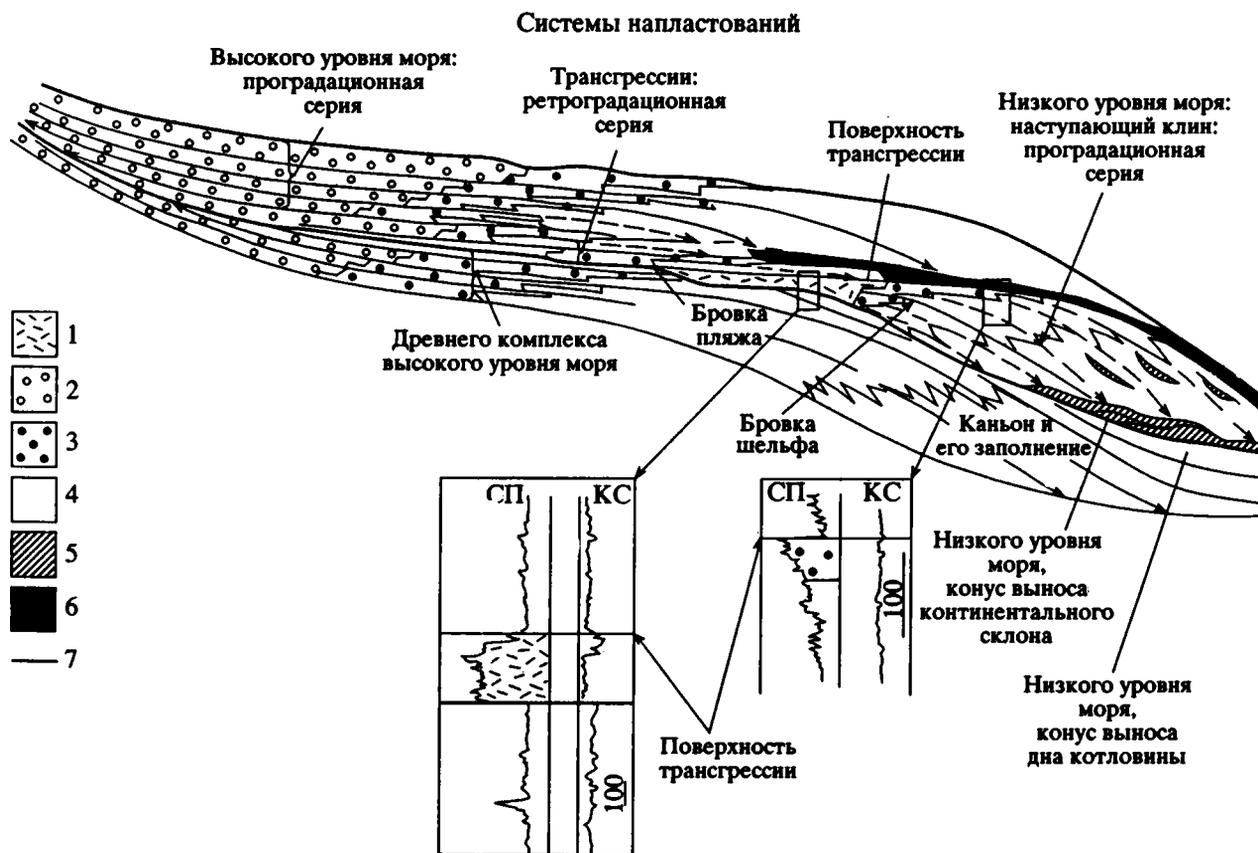


Рис. 2. Системы напластований седиментационного комплекса первого типа, образованные в пределах шельфа, склона и котловины (Van Wagoner *et al.*, 1987).

1 – песчаники русел и эстуариев врезанной долины; 2 – песчаники и аргиллиты прибрежной равнины; 3 – мелководноморские песчаники; 4 – шельфовые и склоновые аргиллиты и тонкие слои песчанков; 5 – песчаники подводных конусов; 6 – конденсированные отложения; 7 – граница последовательностей.

В зависимости от характера подошвы выделяются два типа седиментационных комплексов (рис. 2 - 4). Первый снизу ограничивается субэральной поверхностью несогласия. Подошву второго составляет поверхность подводного несогласия или согласная поверхность. Седиментационный комплекс первого типа составляют системы напластований низкого уровня моря, трансгрессии и высокого уровня моря. Седиментационные комплексы второго типа слагают системы напластований внешнего палеошельфа (края палеошельфа), трансгрессии и высокого уровня моря. Низкий и высокий уровни моря имеют относительные значения и не привязываются к конкретным циклам эвстатических или относительных колебаний.

Подошва седиментационного комплекса первого типа представляет захороненный палеорельеф. Он изменяется от десятков сантиметров до метров. Уровень палеорельефа имеет возрастные аналоги на прибрежной равнине и в котловине. Часто там синхронные ему поверхности можно установить по корреляции подстилающих и покрывающих слоев.

Система напластований низкого уровня моря седиментационного комплекса первого типа перекрывает поверхность подстилающего седиментационного комплекса и выклинивается у палеобереговой линии. Ее составляют конус выноса котловины, конус выноса склона, клиноформы (наступающий клин) и заполнение врезанных долин. Первый из них представляет невысокие вытянутые палеохолмы, сложенные кремнисто-обломочными отложениями, в составе которых преобладают грубые пески и карбонатные обломки. Они минуют шельф и склон и через долины и каньоны выносятся на дно котловины. Конус выноса склона представлен отложениями турбидитов или гравитационных потоков. Его формирование может происходить одновременно с конусом выноса котловины или одновременно с начальной стадией формирования клиноформ. Последние состоят из меняющихся от проградационных к аградационным серий слоев. Вверх по разрезу слагающий их терригенный материал становится более тонким. Клиноформы захороняют врезанные долины палеошельфа. За его палео-

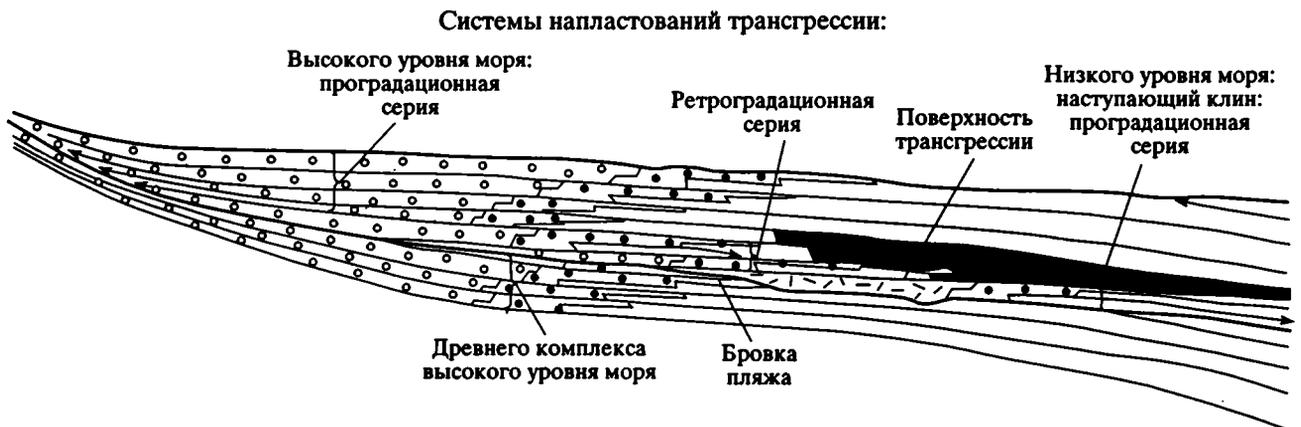


Рис. 3. Системы напластований седиментационного комплекса первого типа, образованные на шельфе (Van Wagoner *et al.*, 1987) (условные обозначения см. на рис. 2).



Рис. 4. Системы напластований седиментационного комплекса второго типа (Van Wagoner *et al.*, 1987) (условные обозначения см. на рис. 2).

бровкой средние и верхние части клиноформ с подошвенным прилеганием перекрывают кровлю конусов выноса склона и котловины. При отсутствии склона и котловины система напластования низкого уровня моря представлена нижними и верхними клиноформами. Последние захороняют врезанные долины.

Система напластований внешнего палеошельфа седиментационного комплекса второго типа слагается слоями клиноформ от слабопроградационных до аградационных. Они характеризуются в основании подошвенным налеганием в сторону суши и подошвенным прилеганием в сторону моря. Система напластований палеошельфа последовательно наступает в сторону внешнего моря и захороняет склон.

Трансгрессивная система напластования занимает среднюю часть седиментационных комплексов первого и второго типов. Она характеризуется проградационными слоями. В сторону суши слои трансгрессивной системы напластования налегают на границу седиментационного комплекса, а в сторону моря через подошвенное прилегание к поверхности подстилающих отложений системы напластования низкого уровня моря утоняются местами до полного выклинивания. В трансгрессивной системе напластований широко распространены конденсированные (депресссионные) отложения. Они слагаются тонкими гемипелагическими и пелагическими слоями, накапливающимися с очень малыми скоростями. Максимальная их мощность фиксируется в зоне подошвенного налегания. В общем мощность более молодых слоев постепенно уменьшается из-за сокращения привноса осадочного материала. Следовательно, мощность слоев трансгрессивной системы напластования уменьшается в сторону палеосклона и палеокотловины и вверх по разрезу. Врезанные палеодолины окончательно захоронены слоями трансгрессивной системы напластования.

Венчает разрез седиментационного комплекса система напластований высокого уровня моря. Она слагается аградационными слоями, сменяемыми проградационными, имеющими геометрию наступающих клиноформ. В сторону палеосуши в прибрежной зоне слои системы напластования высокого уровня моря через подошвенное налегание перекрывают границу седиментационного комплекса, а в сторону палеоморя они через подошвенное прилегание перекрывают поверхность подстилающей трансгрессивной системы напластований. В разрезе высокого уровня моря выделяются нижние и верхние клиноформы и субазральные слои. Нижние клиноформы имеют сигмоидальное строение, а верхние – наклонное. Субазральные слои синхронны верхним клиноформам и образовались выше уровня моря.

Системы напластований седиментационного комплекса связываются с определенными частями эвстатической кривой уровня моря. Конус выноса

палеокотловины системы напластования низкого уровня моря соответствует быстрому эвстатическому падению, конус выноса палеосклона и клиноформы – к позднему падению или раннему подъему, трансгрессивная система напластования – к стремительному эвстатическому подъему и система напластования высокого уровня моря – к поздней фазе эвстатического подъема, равновесию и начальной фазе падения.

Система напластования низкого уровня моря характеризуется широким распространением песчаных коллекторов. Они приурочены практически ко всем типам геологических тел. Пески, слагающие палеохолмы подводного конуса выноса палеокотловины, являются прекрасными коллекторами, с которыми связаны крупные залежи углеводородов в структурных и стратиграфических ловушках. Палеовозвышенности служат преградами турбидитных потоков, несущих пески, приводя к их утонению и выклиниванию. Стратиграфические ловушки зависят от наличия покрывшек в кровле и подошве. Отложения конуса выноса палеосклона, которые часто перекрывают образования конуса выноса палеокотловины, представлены турбидитными песками. Стратиграфические ловушки не прослеживаются в сторону палеосклона и положительных палеоструктур. Выклинивающиеся по восстанию пески конуса выноса котловины не улавливают углеводородов, так как последние мигрируют в турбидиты конуса выноса палеосклона. Коллекторы нижней части разреза конуса выноса палеосклона часто включают крупные запасы углеводородов. Верхняя часть разреза содержит тонкие прослои турбидитов, не обладающие коллекторскими свойствами. Пески палеоканалов, прорезающих поверхность конуса выноса палеосклона, являются превосходными резервуарами. Но их очень трудно выделить до бурения. Первой покрывшкой для них является тыловая часть перекрывающих клиноформ. Стратиграфические ловушки связаны с тыловыми частями клиноформ. Они содержат мелководные и глубоководные пески. Превосходные коллекторы представляют мелководные прибрежные пески дельт и пески врезанных долин.

Трансгрессивная система напластования содержит пласты-коллекторы, приуроченные к прибрежной зоне осадконакопления. К ним приурочены продуктивные пласты многих месторождений. Перекрывающие глинистые отложения системы напластования высокого уровня моря формируют прекрасные покрывшки. Стратиграфические ловушки возникают в береговых аккумулятивных валах в трансгрессивно залегающих песках и в срезах слоев, трансгрессивно перекрытых глинистыми образованиями.

Конденсированные (депресссионные) слои трансгрессивной системы напластований представляют лучшие нефтематеринские породы. В возрастном отношении с ними ассоциируются континентальные слои, с которыми связаны угли.

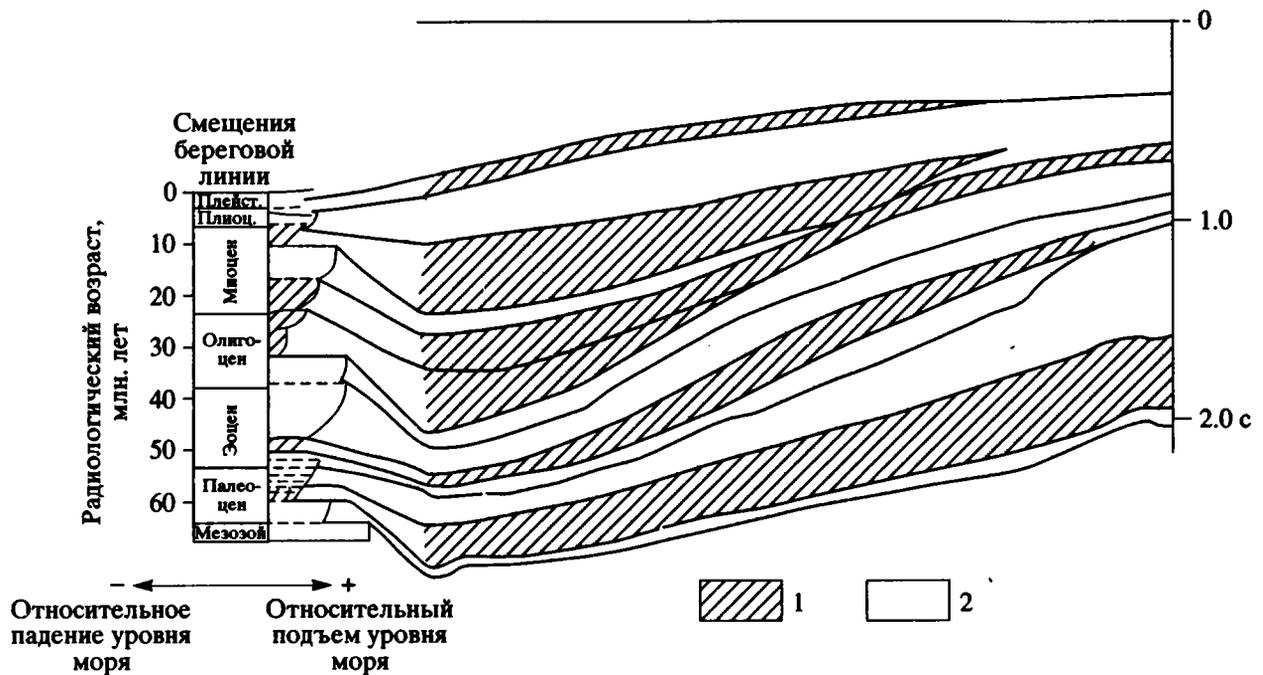


Рис. 5. Выкопировка из временного сейсмического разреза, иллюстрирующего третичные отложения Северного моря (Seismic Stratigraphy ..., 1977).

1 – отложения низкого уровня моря; 2 – отложения высокого уровня моря.

Р.М. Митчум и Дж. К. Вагонер (Mitchum and Van Wagoner, 1991) выделяют пять уровней циклов эвстатических колебаний уровня моря: 200, 9 - 10, 1 - 2, 0.1 - 0.2, 0.01 - 0.02 млн. лет. Цикличность четвертого и пятого порядка намечается на площадях с очень быстрым осадконакоплением. Эвстатический цикл третьего порядка формирует рассмотренный выше седиментационный комплекс. Однако, по их данным, и в седиментационном комплексе эвстатического цикла четвертого порядка можно наметить описанные выше элементы его внутреннего строения. В этом случае эвстатические циклы третьего и второго порядка создают систему седиментационных комплексов (мегакомплексов), которые, в свою очередь, разделяются на системы напластований, что весьма усложняет возрастную иерархию. Подразделение осадочного чехла на седиментационные комплексы и системы напластований по данным П.Р. Вейла и его последователей создает хорошую модель для анализа его возрастных и фациальных единиц. Седиментационные комплексы разделены хроностратиграфическими поверхностями, которые дают корректную основу для корреляции и картирования. Интерпретация систем напластования позволяет предсказать фациальные взаимоотношения в седиментационном комплексе и выявить обстановки осадконакопления прошлого.

ССК основывается на глобальности поверхностей несогласий, создаваемых синхронными эвстатическими опусканиями уровня Мирового океана. Региональные тектонические движения, по мнению П.Р. Вейла и его соавторов, лишь на-

кладываются на них, усложняя общую картину. Таким образом, предлагается универсальная методика глобальной корреляции разрезов осадочного чехла, которая может создать реперный каркас стратиграфических единиц. Их привязка к возрастным подразделениям общепринятой стратиграфической шкалы может достигаться с помощью биостратиграфии. Седиментационный комплекс в случае такой привязки может превратиться в возрастной эталон, по которому можно корректировать и проверять стратиграфические корреляции, в том числе и полученные по разным палеонтологическим группам. К сожалению, до настоящего времени выделение СК базируется обычно на абстрактных теоретических предположениях. В литературе почти нет указаний на конкретные полигоны, где был бы по сейсмическим и буровым данным проанализирован реальный разрез осадочного чехла, и в нем выделены седиментационные комплексы и составляющие их системы напластований. Возможно, это связано с закрытостью первичных сейсмических и буровых материалов. В одной из редких в этом отношении работ П.Р. Митчума и Дж. К. Вагонера (Mitchum and Van Wagoner, 1991) дан анализ формаць-ч Вилкоккс и Куин-Сити (нижний - средний эоцен) Южного Техаса с позиций ССК. По детальной корреляции каротажа материалов 295 скважин были составлены геологические разрезы, иллюстрирующие строение двух седиментационных комплексов третьего порядка, границы которых датированы 49.5, 48.5 и 46.5 млн. лет по фауне и увязаны с кривой эвстатических циклов (Наф et al., 1988).

На разрезах протяжением 108 - 126 км в нижнем седиментационном комплексе выделены системы напластований трансгрессии и высокого уровня моря, в верхнем – те же системы и подстилающая их система напластований низкого уровня моря, представленная наступающими клиноформами. Седиментационные комплексы разделяются на подкомплексы более высокого, четвертого эвстатического цикла. Намечаются два конденсированных уровня, приуроченных к максимальному затоплению. Фации подкомплексов представлены отложениями прибрежной равнины, песчаниками русел и эстуариев, мелководноморскими песчаниками и глинистыми сланцами склона шельфа.

Внедрение ССК в теорию и практику стратиграфических исследований требует еще значительной работы, и прежде всего подробного изучения конкретных осадочных бассейнов. По нашим представлениям, ССК с успехом может использоваться прежде всего в пассивных осадочных бассейнах или их частях, не захваченных активным конседиментационным тектоническим прогибанием (Михайлов и др., 1989). В областях с активной конседиментационной тектоникой вычленение СК сталкивается с большими трудностями. Не случайно П.Р. Вейл (Vail, 1987) практически не смог расшифровать разрез осадочного чехла в зоне активного консидементационного сброса. Правда, в одной из своих поздних работ (Vail *et al.*, 1991), основываясь на примере бассейна Мексиканского залива, он предположил, что в зоне конседиментационного сброса формируются рассмотренные выше элементы седиментационного комплекса, хотя фактическим материалом они слабо обоснованы.

В конседиментационно интенсивно прогибающих эпиконтинентальных бассейнах и во внутренних частях глубоководных бассейнов роль эвстатических колебаний в формировании их заполнения незначительна. Они приводят в основном лишь к изменению фациального облика пород.

В областях длительного интенсивного прогибания земной коры, особенно на пассивных континентальных окраинах и платформах, отдельные элементы седиментационных комплексов можно установить для определенных районов и интервалов геологического разреза (рис. 2 - 4). Например, в третичных отложениях Северного моря (рис. 5) на временном разрезе (Seismic stratigraphy ..., 1977; Сейсмическая стратиграфия ..., 1982) удалось выделить образования низкого и высокого уровней моря.

Наиболее удобными полигонами в нашей стране, где могла бы быть применена ССК (рис. 2 - 4), являются верхнеюрско-нижнемеловой интервал разреза Западно-Сибирской плиты, олигоцен-нижнемиоценовый (майкопский) интервал разреза Скифской плиты и верхнедевонско-нижнекаменноугольные клиноформенные комплексы Тимано-Печорского региона. Помимо чисто стра-

тиграфических целей предлагаемые исследования имеют исключительный интерес в практическом отношении. Они позволяют устанавливать палеоуровни низкого стояния для формирования терригенных коллекторов и различного типа неструктурных ловушек углеводородов. Палеоуровни трансгрессии наметят конденсированные отложения, богатые нефтематеринским веществом.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Волков К.Р., Шлезингер А.Е. Событийная стратиграфия и колебания уровня моря (Международная программа "Глобальная седиментология") // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 58 - 66.

Есин Н.В., Глебов А.Ю., Евсюков Ю.Д. Эволюция поверхности шельфа северо-восточного сектора Черного моря в плейстоцене - голоцене // Бюл. МОИП, Отдел. геол. 1986. Т. 61. Вып. 5. С. 49 - 55.

Ильин А.В. Структурная седиментология – новое направление в изучении осадконакопления. Изв. высших учебных заведений // Геология и разведка. 1991. № 7. С. 33 - 46.

Михайлов Ю.А., Шлезингер А.Е. Относительные колебания уровня моря // Сов. геология. 1989. № 11. С. 68 - 73.

Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа. М.: Мир, 1982. 846 с.

Christie-Blick N., Mountain G.S., Miller K.G. Seismic stratigraphic record of sea-level change // Sea-level Change. (National Academy of Sciences, Studies in Geophysics), 1988. P. 116 - 140.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea-levels since the Trassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156 - 1167.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // C.K. Wilgus, B.J. Hastings, H. Posamentier *et al.* Sea-level change: an Integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 1988. V. 42. P. 71 - 108.

Mitchum P.M., Jr., Van Wagoner J.C. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequences-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles // Bidle K.T. and Sclager W. (eds.). The Record of sea-level fluctuations. Sediment. Geol. 1991. V. 70. P. 131 - 160.

Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration // Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 1977. V. 26. 577 p.

Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy interpretation procedure // Bally A.W. (ed.). Atlas of Seismic Stratigraphy. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol. 1987. V. 27. № 1. P. 1 - 10.

Vail P.R., Andermard F., Bowman S.A., Eisner P.V., Perz Cruz G. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation: an overview // Seilacher A., Eisner G. (eds.). Cycles and Events in Stratigraphy. 11. Springer-Verlag. Tu Bingen, 1991. P. 20 - 32.

Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Jr., Posamentier H.W., Vail P.R. Seismic Stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part: Key definitions of sequence stratigraphy // Bally A.W. (ed.) Atlas of Seismic Stratigraphy: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol. 1987. V. 27. № 1. P. 11 - 14.



Эволюция биосферы

УДК 551:118(47+57)

## ИСТОРИЯ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА В ПОЗДНЕМ ЭОЦЕНЕ - РАННЕМ МИОЦЕНЕ

© 1993 г. С. В. Попов\*, М. А. Ахметьев\*\*, Н. И. Запорожец\*\*,  
А. А. Воронина\*\*\*\*, А. С. Столяров\*\*\*

\*Палеонтологический институт РАН, 117647 Москва, ул. Профсоюзная 123, Россия

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

\*\*\*Всероссийский институт минерального сырья, 109017 Москва, Старомонетный пер., 31, Россия

\*\*\*\*Московский государственный университет, 117234 Москва, Ленинские горы, Россия

Поступила в редакцию 15.02.93 г.

Разработана региональная стратиграфическая шкала верхнего эоцена - нижнего миоцена Восточного Паратетиса. По комплексам малакофауны и микропланктону, диноцистам, пыльце и спорам обоснован возраст стратиграфических подразделений и дано их сопоставление с соседними регионами. В региональную схему вошли следующие районы: Причерноморская впадина, Предкавказье, Волго-Донское междуречье, Закавказье (Ахалцихская впадина, Картлийская депрессия), Закаспий (Мангышлак, Устюрт, Копетдаг). Выделены региоярусы: белоглинский (верхний эоцен), пшехский (нижний олигоцен), соленовский (нижний олигоцен), калмыцкий (верхний олигоцен), сакараульский (нижний миоцен), коцахурский (нижний миоцен). Для каждого из региоярусов построены литолого-фациальные карты и палеогеографические схемы. Для выделенных этапов геологического развития Восточного Паратетиса рассмотрен органический мир, климат, дана гидрологическая оценка бассейнов седиментации, приведены сведения о полезных ископаемых.

### ВВЕДЕНИЕ

В конце эоцена - начале олигоцена эвстатическое падение уровня Мирового океана и поднятия в области Альпийской складчатости привели к обособлению бассейнов к северу от моря Тетис. Здесь образовались два крупных водоема - Западный (Baldi, 1980, 1986) и Восточный Паратетис, временами тесно связанные друг с другом. Обособленность этих глубоководных водоемов, относительная холодноводность, обильный принос пресных вод в результате подземного и поверхностного стоков приводили к стратификации вод, плохой их аэрации и неблагоприятным условиям жизни и сохранности организмов с карбонатным скелетом. Поэтому отложения этих бассейнов плохо охарактеризованы фауной, особенно таких важных для стратиграфии групп, как планктонные фораминиферы и наннопланктон. Стратиграфия этих в основном глинистых отложений в Восточном Паратетисе именуемых майкопскими, строилась преимущественно на бентосных группах фауны, моллюсках (Жижченко, 1953; Мерклин, 1962, 1974; Voronina, Popov, 1985) и бентосных фораминиферах (Прусова, Печенкина, Иванова, Тер-Григорьянц, Никитина и др.). В последнее время они пополнились результатами исследований органического фитопланктона. Большое значение для региональной корреляции имеет прослеживание литологических пачек, в

глубоководной части бассейна выдержанных по простиранию на сотни километров (Семенов, Столяров, 1970, 1988). Современное состояние изученности отложений Восточного Паратетиса позволило разработать детальные местные стратиграфические схемы отложений майкопской серии и предложить региоярусную шкалу (табл. 1), подразделения которой отражают этапность и трансгрессивно-регрессивную цикличность развития бассейна.

### ОСНОВНЫЕ РЕГИОНЫ РАЗВИТИЯ ОТЛОЖЕНИЙ МАЙКОПСКОЙ СЕРИИ И ПОДСТИЛАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Морские верхнеэоцен-нижнемиоценовые отложения развиты повсеместно - от Причерноморья до Средней Азии. Однако полнота разрезов, их литофациальный состав и палеонтологическая характеристика зависят от приуроченности к тем или иным структурно-фациальным зонам (табл. 1).

#### Юг Европейской равнины

Причерноморский прогиб характеризуется полным разрезом верхнеэоцен-нижнемиоценовых относительно мелководных отложений, но на большей части территории они не выходят на поверхность. Комплексы фауны не богаты, но достаточно характерны - скорее северного типа: хоро-

Таблица 1. Схема корреляции верхнеэоцен-нижнемиоценовых отложений основных регионов развития майкопской серии

Отдел	Ярус	Регионалы, подъярысы	Причерноморье	Центральное Предкавказье	Волго-Дон	Грузия		Мангышлак	Северный Устюрт	Северное Приаралье	Копетдаг		
						Ахалцихе	Картли						
Мiocен	Бурдигал	Тарханский	Тархан	Тархан					Тархан		Тархан		
		Коцахурский		рицевская			Тархан		биштюбинская		кулма- чская пачка д		
		Сакараульский	черноба- евская	ольгинская	цаганхакская арадыкская		сака- раульс- кая	кашкартинская		Аральская	актепинские пески		
		Караджалгинский	горностаевская	караджалгинская	нугринская				Байгубекская				
	Аквитан	Ха г т	Калмыцкий Верхний Нижний	асканийская	зеленчукская	верхняя			аральская				
					септариевая	нижняя							
					баталпашинская								
					верхняя подсвита Морозкиной балки	калмыцкая	калмыцкая	верхняя					
					нижняя подсвита Морозкиной балки		нижняя	нижняя					
					виргулинел- ловые слои			бена- рская					
Олигоцен	Рюпель	Соленовский Верхний Нижний	серогозская	нижняя подсвита Морозкиной балки	икибуруль- ские слои	цхрут- ская	авчаль- ская	каун- динские слои	майна- сорские слои	чиликтин- ская	пачка г в "рыбная" Harplophragmoi- des Kjurenda- gensis		
				полбинская	остракодо- вые слои	слои Оцхе	слои с Urbnisia	офра- кодовые слои	слои с Erge- nica		коредагская	а <sub>3</sub> а <sub>2</sub> с Virgulinel- la karagiensis	
		Пшехский Верхний Нижний	борисфенская никопольская подсвита рубановская подсвита	пшехская	верхнецим- лянские слои	нижнецим- лянские слои	абастуманская	вархан- ские хева- шенские карату- банские	манглис- кая	кенджа- линская куюлус- ская узунбас- ская	ащеай- рыкская	коктур- накские жаксык- лычские слои	пачка с Trochammi- na florifera слои с Diso- pontocipris oligocaenica
	Приабон	Белоглинский	альминская	белоглинская	слои с P. fallax	слои с Cibicides salensis	слои с P. queteleti			слои с Anoma- lina munda слои с Bolivina	четанская	IV пачка III пачка II пачка I слои с Bolivina	
												кутан- булак- ская	торымбеурская верхняя

шо сопоставимы с комплексами Ергеней и Устюрта. Богатейшие комплексы органикостенного фитопланктона позволяют выделить здесь все подразделения европейской фитопланктонной шкалы.

*Предкавказье* является стратотипическим районом для расчленения майкопской серии. Здесь она выполняется крупные прогибы – Азово-Кубанский и Терско-Каспийский, где представлена более глубоководными осадками. Хорошо охарактеризованы фауной лишь пограничные эоцено-олигоценые отложения, причем планктонные группы фауны (фораминиферы, наннопланктон) меняются немного ниже границы эоцена и олигоцена (в верхах белоглинской свиты появляются комплексы зон *Globigerina tapuriensis* – P18, *Coccolithus subdisticus* – NP21, Крашенинников, Музылев, 1975), тогда как резкая смена состава моллюсков совпадает с границей белоглинской и пшехской свит. Выше в пшехской свите наннопланктон представлен комплексами зон NP22 и 23 (определения А. Надьмароши). На этом же рубеже происходит резкая смена и органикостенного фитопланктона.

*Волго-Донской регион* является переходным от глубоководных разрезов Предкавказья к более мелководным – на границе Скифской плиты и Русской платформы. Здесь выделены характерные литологические пакки, изучены комплексы моллюсков, палиноморф и фораминифер, позволившие уточнить стратиграфическую схему майкопской серии: подразделить цимлянскую свиту на две части, различать в составе соленовской свиты остракодовые и икибурульские слои, выделить калмыцкую свиту с двумя подсвитами (Семенов, Столяров, 1988; Воронина и др., 1988). Достаточно уверенно проводится и корреляция этих подразделений с разрезами Предкавказья, Мангышлака и Устюрта, с одной стороны, и с Украиной – с другой.

### Закавказье

Уникальными по полноте и фаунистической характеристике являются разрезы Ахалцихской и Картлийской депрессий Грузии, хорошо дополняющие и надстраивающие друг друга.

*Ахалцихская котловина* выполнена морскими отложениями среднего эоцена - нижнего олигоцена с разнообразной фауной. Состав моллюсков, фораминифер, нуммулитов верхнего эоцена очень богатый, тепловодный, преимущественно тетисного происхождения, резко отличающийся от более северных комплексов. Моллюски нижнего олигоцена (около 90 видов) также характеризовались относительной тепловодностью состава (присутствием родов *Atrina*, *Megaxinus*, *Lutgata*, *Argoragia* и др.), но при этом преобладали широко распространенные виды, общие с более северными нижнеолигоцеными комплексами Восточного Паратетиса. Относительным богатством отличались и солоноватоводные моллюски (в слоях Оцхе и цхрутской свите – Попов, Титова,

1982), представленные теми же эндемичными родами, что и повсюду в Паратетисе, но с большим разнообразием кардиид и корбулид.

*Картлийская депрессия* – крупная синклиналь, заполненная морскими осадками эоцена - миоцена, внутри которой удается проследить переходы от глубоководных разрезов к мелководным грубообломочным с более богатой фаунистической характеристикой (Воронина и др., 1991). Наибольший интерес в этом регионе представляют комплексы моллюсков уплицихской свиты (более 30 видов), сакараула (около 100 видов) и коцахура (20 видов), являющиеся уникальными для Восточного Паратетиса и представляющие южный тип фауны.

### Закаспий

В пределах Закаспия выделяются три основных субрегиона: Мангышлак, Устюрт и Копетдаг.

*Мангышлак*. По обнажениям и многочисленным буровым скважинам здесь детально изучен фациальный переход от прибрежных (литоральных) отложений с богатыми комплексами фауны, с марганцевым рудообразованием через внешнюю зону шельфа до псевдобатиальной (в юго-западной части Мангышлака) с глубоководным типом осадков. При таком переходе на сравнительно небольшом расстоянии (около 100 км) резко меняются не только литофации, но и мощности слоев отдельных подразделений майкопа.

*Северный Устюрт*. В обнажениях чинков Устюрта вскрываются относительно мелководные отложения прибрежных зон позднеэоценового и олигоценых бассейнов, заключающие богатейшие комплексы бентосной фауны северного типа (Миронова и др., 1958; Мерклин, 1974 и др.), а также органикостенного фитопланктона. Состав известных отсюда моллюсков, остракод, фораминифер, цист динофлагеллат хорошо сопоставляется с комплексами Северной Германии и Бельгии.

*Копетдаг*. Разрезы Западного Копетдага довольно полные, с хорошей последовательностью микрофаунистических зон (табл. 1), но бедными комплексами макрофауны. Восточнее разрезы становятся более мелководными, менее полными, в них появляются остатки моллюсков. Фауна, характерная для закаспийской части бассейна, преимущественно северного типа, с единичными более тепловодными элементами.

### РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА - НИЖНЕГО МИОЦЕНА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Стратиграфические границы в олигоцен-нижнемиоценовых отложениях разных регионов Восточного Паратетиса проводятся на одних и тех же уровнях, отражающих переломные моменты изменений условий осадконакопления и фауны в бассейне (табл. 1). Поэтому имеется реальная основа для создания региональной стратиграфической схемы Восточного Паратетиса. Такие попытки предпри-

нимались и раньше (Вялов, 1940, 1964; Жижченко, 1953), но состояние изученности майкопских отложений того времени не дало возможности в основу региональных подразделений положить действительно наиболее крупные геологические события, часть из которых имела бы общепланетарное значение. Горизонты, позднее выделенные Р.Л. Мерклиным (1962), были основаны на неполных, нетипичных разрезах Северного Устюрта. Наиболее удачно, на наш взгляд, подразделение майкопской толщи на 4 трансгрессивно-регрессивных цикла, предложенное Г.И. Семеновым (1968). Три из них приняты в качестве региональных стратиграфических единиц в том же объеме.

*Белоглинский региоярус* (Коробков, Коротков, 1937, "Стратиграфический словарь"). Стратотип в разрезе выделен по р. Кубань выше г. Черкесска. В характерной фации белых карбонатных глин и мергелей региоярус прослеживается от Южного Приаралья до Причерноморья и далее до Центральной Европы. В слоях с *Globigerapsis tropicalis* и *Globigerina cognulenta* заключены богатые комплексы фораминифер (зоны P15, P16), наннопланктона объединенной зоны *Discoaster barbadiensis* (NP18-20) (табл. 2). В слоях с *Bolivina antegressa* состав планктонных фораминифер обеднен, встречаются виды, более характерные для олигоцена. В отдельных структурно-фациальных зонах даже в открытой, относительно глубоководной части бассейна, отмечаются следы обмеления с перемывом отложений, появлением бентосной фауны (моллюсков с *Proeamussium fallax* и *Rusnodonte queteleti*). Здесь же найдены планктонные фораминиферы зоны *Globigerina tapuriensis* (P18) и наннопланктон зоны *Coccolithus subdistichus* (NP21) основания олигоцена (Крашенинников, Музылев, 1975). В более мелководной зоне слои с *Bolivina antegressa* в их верхней части замещаются толщей терригенных пород (слои с *Asterigerina lucida* и *Cibicides salensis*, слои с *Anomalina munda* чеганской свиты и их аналоги). Эта толща содержит микрофауну переходного белоглинско-"хадумского" состава и тепловодных моллюсков, которые по составу ближе к эоценовым комплексам. На этом рубеже происходит кардинальная перестройка комплексов органического фитопланктона. Исчезают характерные эоценовые *Aegospaeridium arcuatum*, *A. diktyoplokus*, виды родов *Cordosphaeridium* и *Spiniferites*, среди зеленых водорослей – *Tylothodiscus beloglinensis*. Появляется группа видов рода *Phthanoperidinium*, хорошо приспособленная к обитанию в бассейнах с меняющимся режимом солености и более низкими температурами.

*Пшехский региоярус* (Коротков, 1935). Стратотип – р. Пшеха, Западное Предкавказье, гипостратотип – левый берег р. Кубань у г. Черкесска. В относительно глубоководной зоне представлен обычно глинами темными неравномерно карбонатными, алевритистыми. Основание горизонта охарактеризовано планктонными фораминифера-

ми зоны *Globigerina tapuriensis* (P18), наннопланктоном зоны *Coccolithus subdistichus* (NP21), средняя часть – наннопланктоном зоны *Helicopontosphaera reticulata* (NP22) и верхняя – зоны *Sphenolithus predistensis* (NP23, по А. Надьмароши). По Н.Г. Музылеву, это переходный интервал между зонами NP22 - NP23.

В более мелководной зоне можно выделить две части: нижнюю, глинистую с фораминиферами зоны *Lenticulina heggmanni*, которая содержит характерный комплекс моллюсков с *Yoldiella chadumica*, *Pterolucina batalpaschinica*, *Palliolium simile* и верхнюю, обычно алевритистую, иногда с прослоями песков. Микрофауна верхней части представлена комплексом со *Spiroplectammia carinata oligocenica*, а моллюски – более крупными, более мелководными формами: *Nemocardium excomatum*, *Arctica rotundata* и очень характерным *Pecten stettenensis*. Хотя эти подразделения не строго разновозрастны в разных регионах, они широко прослеживаются и могут рассматриваться в качестве нижнего и верхнего подъярусов пшехского региояруса.

По фитопланктону для пшехского региояруса характерны все три зоны бореальной западноевропейской диноцистовой шкалы – *Phthanoperidinium amoenum*, *Wetzeliella symmetrica* и *W. gochtii*. Первая соответствует в основном нижнему подъярису. В составе комплекса палиноморф высших растений ведущую роль играют таксодиевые, вместе с пылью сосновых, особенно в базальных слоях пшехского горизонта, отвечающих похолоданию на рубеже эоцена и олигоцена.

Исключительно важная находка как для интерпретации палеогеографической обстановки, так и климатических условий была сделана А.Ф. Банниковым (ПИН РАН) из пшехских слоев р. Белой, севернее ст. Абадзехской. М.А. Ахметьевым были определены фрагменты однодольных, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Cinnamomum* sp., *Myrtophyllum* sp., *Arocynophyllum helveticum* Heer, *Dryophyllum furcinerve* (Rossm.) Schmalh. Все эти растения указывают на субтропический климат прибрежной зоны и наличие островных архипелагов на месте Большого Кавказа.

Хорошим репером пшехского региояруса является магнито-стратиграфический (Молоствовский, 1986; Кунаев, 1990). Он практически целиком относится к зоне обратной полярности, кроме пограничного интервала с эоценом, где выделяются три N-зоны. Это подтверждено исследованиями кубанского разреза, ащеайрыкского разреза Северного Устюрта и серии разрезов кутанбулакской свиты залива Перовского в Северном Приаралье.

*Соленовский региоярус* (Попов, 1959). Стратотип – скважина у пос. Цимлянский на р. Дон, парастратотип – левый берег р. Кубань против г. Черкесска. Рассматривается в составе двух подъярусов (Воронина, Попов, 1984). Нижний подъярус, в Волго-Донском регионе в объеме

Таблица 2. Региоярусы Восточного Паратетиса, их палеонтологическая и палеоэкологическая характеристика

Отдел	Ярус	Горизонты (региоярусы)	Фораминиферы	Двустворчатые моллюски	Диноцистовая шкала		Прибрежная соленость			Трансгрессия
					зона	подзона – слои	10‰	20‰	30‰	
Мiocен	Бурдигал	Тарханский		<i>Crassostrea gigas</i> <i>Lentipecten denudatus</i>						
		Коцахурский	<i>Sakkamina zuramakensis</i>	<i>Rzehakia dubiosa</i> <i>Eoprosodacna</i>						
		Сакараульский	<i>Neobulimina elongata</i>	<i>Palliolum simile</i> <i>Thyasira tautilus</i> <i>Fragum semirugosum</i> , <i>Acanthocardia grande</i> <i>Pholadomya alpina</i>						
	Аквитан	Караджалгинский	<i>Cibicides ornatus</i> <i>Elphidium onerosum</i> <i>Porosonion dendriticus</i>	<i>Palliolum incomporabile</i> <i>Callista lilacinoides</i> <i>Venus multilamella</i> <i>Cerastoderma prigorovskii</i> <i>Corbula helmsereni</i>						
Oлигоцен	Хатт	Калмыцкий	верхний <i>Spiroplectamina terekensis</i> , <i>Sphaeroidina variabilis</i> нижний <i>Virgulina ex gr. pertusa</i> <i>V. karagiensis</i>	<i>Plagiocardium abundans</i> <i>Chlamys bifida</i>	<i>Chiropteridium partispinatum</i>	<i>Deflandrea spinulosa</i> <i>Homotriblium floripes</i> <i>Rhombodinium draco</i>				
		Соленовский	верхний <i>Trochammina florifera</i> нижний Остракоды с <i>Disopontocypris oligocaenica</i>	<i>Janschinella</i> , <i>Cyrtodaria</i> , <i>Nucula</i> <i>Ergenica</i> , <i>Urbnisia</i> , <i>Korobkoviella</i>	<i>Wetziella gochtii</i>					
	Рюгел	верхний <i>Spiroplectamina carinata oligocena</i> нижний <i>Lenticulina hermanni</i>	<i>Flabellipecten stettenensis</i> <i>Joldiella chadumica</i> <i>Pterolucina batalpaschinica</i>	<i>Wetziella symmetrica</i> <i>Phthanoperidinium amoenum</i>						
Эоцен	Приабон	Белоглинский	<i>Cibicides salensis</i> <i>Bolivina antegressa</i> <i>Globigeropsis tropicalis</i> <i>Globigerina corpulenta</i>	<i>Nucula aralensis</i> <i>Aralocardia P. fallax</i> <i>Palliolum mayeri</i> <i>Pycnodonte queteleti</i>	<i>Wetziella clathrata angulosa</i>					

остракодовых слоев, представлен маркирующим пластом светлого мергеля или карбонатной глины местами с прослоями некарбонатных разностей. Он почти повсеместно хорошо охарактеризован фауной и включает характерных крупных остракод *Disorontosurpris oligosaenica* и др., своеобразный комплекс наннопланктона с *Reticulofenestra ornata* и некоторыми видами, позволяющими относить этот комплекс к нижней части зоны *Sphenolithus predistentus* (NP23). Моллюски представлены эндемичными, солоноватоводными родами и видами (*Ergenica*, *Urbnisia*, *Merklinocardium*, *Korobkoviella*, *Janschinea*).

В комплексе диноцист, принадлежащем зоне *Wetzeliella gochii*, доминирует обедненный комплекс с *Gerdicocysta*, которому сопутствует группа *Cyclonephelium-Oligosphaeridium-Operculodinium*, а также *Distatodinium* и *Huysrichokolpoma*. Этот же состав комплекса сохраняется не только в нижнем подгоризонте (остракодовых слоях), но и в перекрывающих отложениях. Присутствие фитопланктона, хотя и в единичных экземплярах, характерного для бассейнов, связанных с Норвежско-Гренландским, указывает на постоянно сохранявшуюся, хотя и затрудненную, связь с Северной Атлантикой либо через Майнцский бассейн, либо через Мазуро-Мазовецкий порог, как это предпологал А. Русу (Rusu, 1988).

Верхний подъярус (икибурульские слои Волго-Дона) представлен некарбонатными темными или светлыми глинами, беден ископаемыми остатками и литологически может быть сходен с вышележащими глинами. В окраинных частях бассейна в нем также встречается солоноватоводная фауна, но появляются некоторые моллюски морского происхождения и обедненный комплекс агглютинирующих фораминифер (*Paragaudrina tripartita*, *Trochammina florifera*). Комплексы соленовского горизонта отличаются более высоким содержанием пылицы сосновых и буковых, разнообразием термофильных компонентов. По палеомагнитным данным, соленовский региоярус, как и пшехский, относится преимущественно к R-зоне с двумя N-эпизодами в его второй половине.

*Калмыцкий региоярус* (выделяется здесь впервые). Стратотип – разрез скважины в 50 км к ЮЮЗ от г. Элисты (Семенов, Столяров, 1988)<sup>1</sup>. В основании региояруса в относительно глубоководной зоне широко прослеживается пласт темных карбонатных глин с *Virgulinaella ex gr. pertusa* и *V. karagiensis* и наннопланктоном зоны *Sphenolithus distentus* (NP24). В регионах, где “виргулинеелловый пласт” отсутствует, калмыцкий региоярус начинается с темных известковых глин с рассеянными рыбными остатками – “рыбных слоев” (Семенов, Столяров, 1970). В более мелководных разрезах остатки рыб отсутствуют и на этом уровне встречаются бентосные фораминиферы зоны *Spiroplectammina terekensis* с массовыми *Uvigerinella californica* и морские моллюски *Chlamys bifida*, *Nuculana*

*gracilis*, *Plagiocardium abundans* и др. Виргулинеелловые и рыбные слои (и их более мелководные аналоги) составляют нижний подъярус. Верхний подъярус связан с нижним постепенным переходом и отличается алевритистостью или песчанистостью пород, обедненным комплексом бентосных фораминифер и моллюсков (с характерными *Cerastoderma prigorovskii*, *Corbula helmerseni*). По комплексу органикостенного фитопланктона в пределах региояруса выделяются две диноцистовые зоны, широко регионально прослеживаемые: нижняя – *Chiropteridium partispinatum-Rhombodinium draco* и верхняя – *Deflandrea spinulosa-Homotriblium tenuispinosum*. Эта часть майкопской серии включает 5 - 6 крупных зон прямой намагниченности, четкое группирование которых показано в ряде взаимосвязанных разрезов. Самые верхние олигодена отмечены преобладающей R-поллярностью (Молостовский, 1986, с. 17).

Вышележащие отложения наиболее монотонны и бедны фауной, поэтому расчленение и корреляция их очень затруднены.

*Караджалгинский региоярус* (Прокопов, 1937). Стратотип – р. Караджалга, Западное Предкавказье, гипостратотип – разрез р. Кубань ниже г. Черкесска. Представлен преимущественно глинистыми относительно глубоководными отложениями. В некоторых регионах с мелководными типами разреза удается наблюдать смену обедненного эвригалинного комплекса моллюсков верхов калмыцкого региояруса более богатым полигалинным комплексом с тепловодными родами и видами тетисного происхождения, известными также в Западном Паратетисе (*Callista lilacinoides*, *Palliolium incomporabile*, *Isognomon* и др.). Несмотря на то, что условно этот уровень смены фауны сопоставляется нами с основанием караджалгинского региояруса. Резкие изменения состава моллюсков на этом уровне не сопровождались сменой других групп: фораминиферы представлены здесь тем же обедненным комплексом с *Cibicides ornatus*, *Elphidium onerosum*, динофлагеллаты – зоной *Deflandrea spinulosa-Homotriblium tenuispinosum*, характерной для подстилающих пород. В верхней части караджалгинской свиты в палинокомплексах отмечается заметное доминирование пыльцы голосеменных (до 90 - 95%), возможно связанное с активизацией поднятий в зоне Большого Кавказа.

*Сакараульский региоярус* (Давиташвили, 1933). Стратотип – Сакараульская балка, против г. Каспи, гипостратотип – балка Надербазевы у станции Метехи (Воронина и др., 1991). В стратотипической области в Центральной Грузии представлен грубозернистыми, гравелистыми песчаниками в нижней части и глинистыми песчаниками и алеврититами в верхней. Охарактеризован здесь лишь остатками моллюсков, представленных тепловодным, мелководным комплексом. За аналоги сакараула в Предкавказье принимаются отложения ольгинской свиты, также выделяемые в разрезах майкопской серии по погрубению осадка и

<sup>1</sup> В этой работе описан стратотип калмыцкой свиты.

Таблица 3. Схема сопоставления верхнеэоцен-нижнемиоценовых стратиграфических подразделений Европы

Возраст, млн. лет	Отдел	Зоны по планктону		Англия	Парижский бассейн	Бельгия	Север Германии	Майнцкий бассейн	Венгрия (Чехия, Австрия)	Румыния (Трансильвания)	Восточный Паратетис													
		Фораминиферы Blow, 1969, 1979	Наннопланктон Martini, 1971																					
15	Миоцен	Лангтий	N8 Globigerinoides sicanus	NN5 Sphenolithus heteromorphus	Пески Антверлена	Эдегем	Геммор		Бадений	Бадений	Чокракский													
			N7 Globigerinoides trilobus	NN4 Helicopontosphaera ampli-aperta							Тарханский													
			N6 Globigerinита dissimilis	NN3 Sphenolithus belemnus							Коцахурский													
			N5 Globoquadrina dehiscens	NN2 Discoaster druggi							Сакараульский													
			N4 Globorotalia kugleri	NN1 Triquetrorhabdulus carinatus																				
		Хатт	P22 Globigerina ciperoensis	NP25 Sphenolithus ciperoensis							Пески Воорт	Известняки Бос	Хатт	Фирланд	Слон с церитами	Эгерий	Глины Вима	Пески Бузаш	Караджалгинский					
			P21 Globorotalia opima opima	NP24 Sphenolithus distentus															Калмыцкий					
			P20 Globigerina ampliapertura																					
			P19 Globigerina sellii	NP23 Sphenolithus praedistentus															Хемстед	Септари-евые глины	Слон Пешель-бронна	Верхний	Глины Илеанда	Соленовский
			P18 Globigerina tapuriensis	NP22 Helicopontosphaera reticulata																				
35	Олигоцен	Рюпель																						
			P17 Globorotalia centralis	NP21 Coccolithus subdistichus																				
			P16 G. cocoaensis	NP20 Sph. pseudoradians																				
40	Эоцен	Приабон	P15 Globigerapsis semiinvoluta	NP19 Isth. recurvus	Бембридж	Мергели и гипсы Монмартра	Нижний Пески Глим-Тонгр мертинген	Пески Латдорфа	Мергели Буда	Мергели Бребь	Белоглинский													
				NP18 Chiasmolithus oamaruensis	Осборн Гидон	Мергели с Pholadomya ludensis		Формация Шонен-вальдер	Мшанковский мергель	Известняки Клуж	Кумский													
					Бартон	Пески Марине	Пески Аше																	

При составлении использованы: Senes *et al.*, 1975; Van Couvering, 1981; Meszaros, 1984; Харленд У.Б. и др., 1985; Aubry, 1986; Rusu, 1986; Крашенинников, Серова, Басов, 1988.

появлению нового комплекса фораминифер с *Neobulimina elongata*. На основании прослеживания этого комплекса микрофауны, аналоги ольгинской свиты (? сакараула) выделяют в Причерноморье, Крыму, Южном Приаралье.

*Коцахурский региоярус* (Давиташвили, 1933). Стратотип – у г. Каспи, гипостратотип – балка Надербазеви у станции Метехи (Попов, Воронина, 1988). В Картлийской депрессии представлен массивными алевритистыми песчаниками и глинистыми алевритами с прослоями песчаников. Фауна стратотипической области является уникальной, но корреляция коцахурских отложений проводится относительно уверенно по появлению в разрезах признаков, указывающих на пониженную соленость: очень обедненного комплекса фораминифер с *Saccamina zuramakensis* и солоноватоводных моллюсков с *Rzehakia dubiosa*. Перекрывающие их отложения тархана или чокрака в окраинных частях бассейна ложатся с явными признаками несогласия и значительного перерыва.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ И ВОЗРАСТ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Белоглинский региоярус в объеме двух нижних микрофаунистических зон – *Globigerapsis tropicalis*, *Globigerina cognulenta* и *Bolivina antegressa* – по планктонным фораминиферам и наннопланктону соответствует объему приабона в стратотипе. Более спорным представляется возраст верхней зоны – *Cibicides salensis*, определение которого непосредственно связано с проблемой проведения границы эоцена и олигоцена.

Граница эоцена и олигоцена, понимаемая как граница между аналогами приабона и рюпеля s. l., в Бореальной области не определена. Поэтому при работах по проекту № 174 МПГК “Геологические события на рубеже эоцена и олигоцена” эту границу условились проводить в основании зоны *Globigerina tarpiensis* (P18) (табл. 3), внутри зоны NP21. По планктонным фораминиферам она проходит в верхах белоглинского региояруса (так же как в Центральной Европе она проходит в литологически однородных толщах – в мергелях Буда в Венгрии, Бребь – в Румынии). Перестройка осадконакопления, циркуляции вод, пик регрессии, определявший миграции позвоночных животных, появление бореальных и эндемичных групп морской фауны – все эти важнейшие палеогеографические и эволюционные перестройки на огромной территории Евразии произошли непосредственно за этим событием. Нам кажется необходимым продолжить уточнение датировок и масштаба этих изменений, а пока условно проводить границу эоцена и олигоцена в основании майкопской серии (решения Палеогеновой комиссии МСК 1959, 1963 гг.), что примерно соответствует основанию зоны *Helicorontosphaera reticulata* (NP22).

По планктонной и бентосной фауне пшехский региоярус уверенно сопоставляется с низами рюпеля s. l. (включая верхний тонгр) (табл. 3), также охарактеризованного моллюсками *Nucula comta*, *Pecten stettenensis*, *Astarte plicata*, *Callista beirichi* и др. По наннопланктону, цистам динофлагеллат и положению в разрезах с рюпелем s. s. коррелируется солёновский региоярус.

Калмыцкий региоярус в нижней части, по находкам наннопланктона (в виргулинеелловых слоях – зона NP24), динофлагеллат и моллюсков, включающих зональные формы хатта А (*Chlamys bifida*), столь же уверенно сопоставляется с нижним хаттом. Сложнее решить проблему проведения границы палеогена и неогена и возраста караджалгинского региояруса. Находки динофлагеллат родов *Wetzeliella* и *Rhombodinium*, присутствие *Deflandrea spinulosa* в караджалгинской и горностаевской свитах и в сивашских слоях указывают на корреляцию этих отложений с хаттом (Андреева-Григорович, 1980). Однако обновление комплекса моллюсков, появление видов-индексов верхнего эгера, обогащение их полигалинными тепловодными группами тетисного происхождения, характерными для неогена, произошли, вероятно, с караджалгинского времени. Поэтому с миоценовой частью эгера Центральной Европы и аквитаном мы (пока несколько условно) сопоставляем караджалгинский региоярус, относим калмыцкий региоярус целиком к хатту, тогда как сакараульские (и ольгинские) отложения считаем аналогами эггенбурга и бурдигала. Коцахурские отложения по присутствию *Rzehakia dubiosa*, *Cerastoderma*, *Limnorraria* и других солоноватоводных форм уверенно сопоставляются с верхним оттангом Центральной Европы.

### БАССЕЙНЫ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА, ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И БИОТЫ

Обособление Восточного Паратетиса как внутриконтинентального водоема со специфическими условиями осадконакопления, собственной геологической историей и фауной, ознаменовалось сменой преимущественно карбонатного осадконакопления на терригенное и было приурочено к началу образования майкопской серии. Тем не менее многие особенности этого водоема, в частности распределение глубин и палеогеографические связи, сформировались раньше.

#### *Белоглинский бассейн*

*Палеогеография и особенности осадконакопления.* Позднеэоценовый водоем был самым крупным морским бассейном в кайнозое и покрывал огромное пространство от Карпат до Средней Азии и Западной Сибири (рис. 1). Поднятиями Альпийского складчатого пояса он уже был отделен от моря Тетис, но при высоком эвстатическом уровне Мирового океана соединялся с ним проли-

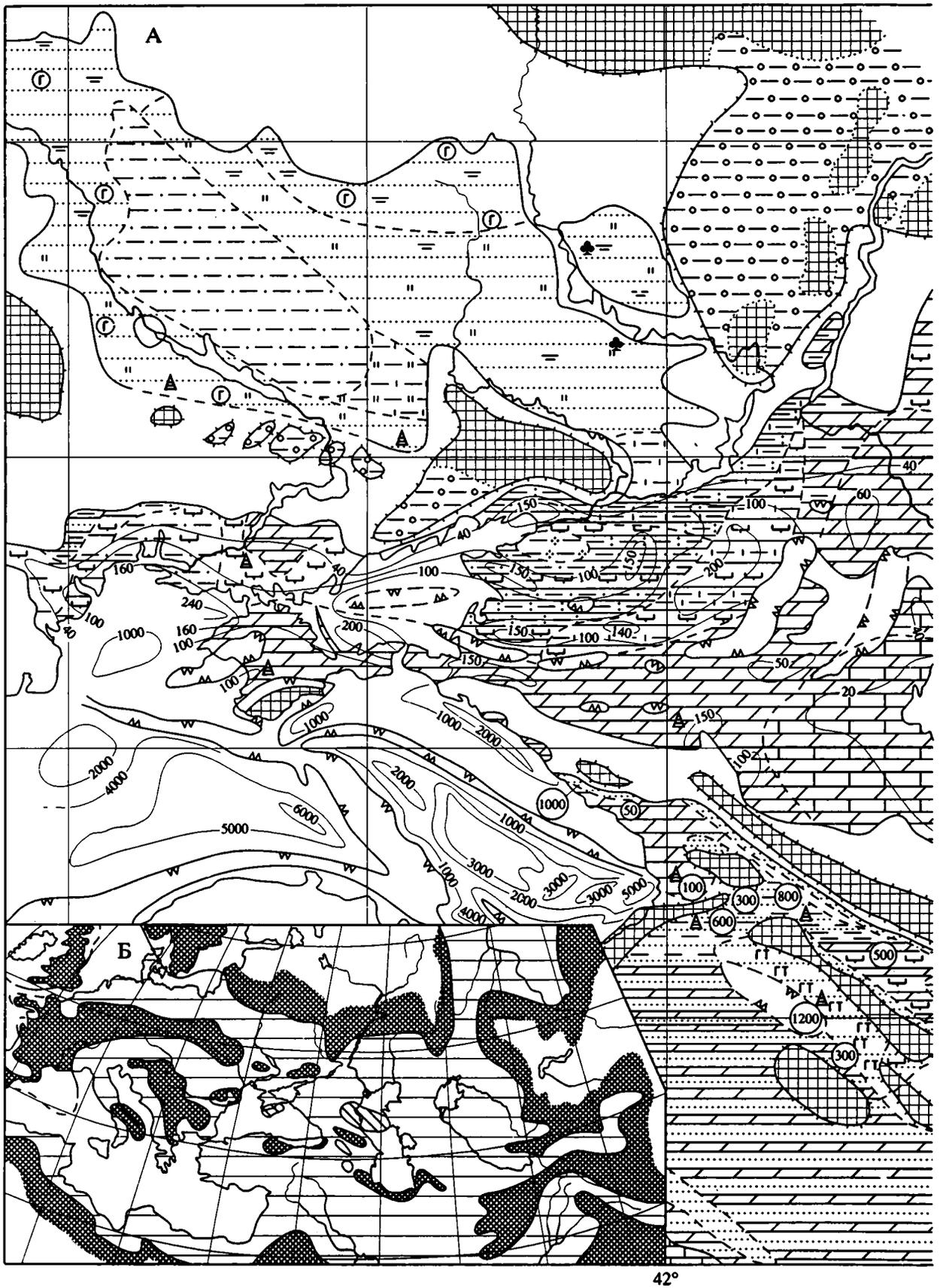


Рис. 1. Бассейны позднего эоцена.

А – литолого-фациальная карта белоглинского бассейна; Б – палеогеографическая схема бассейнов Западной Евразии (условные обозначения см. на рис. 5).

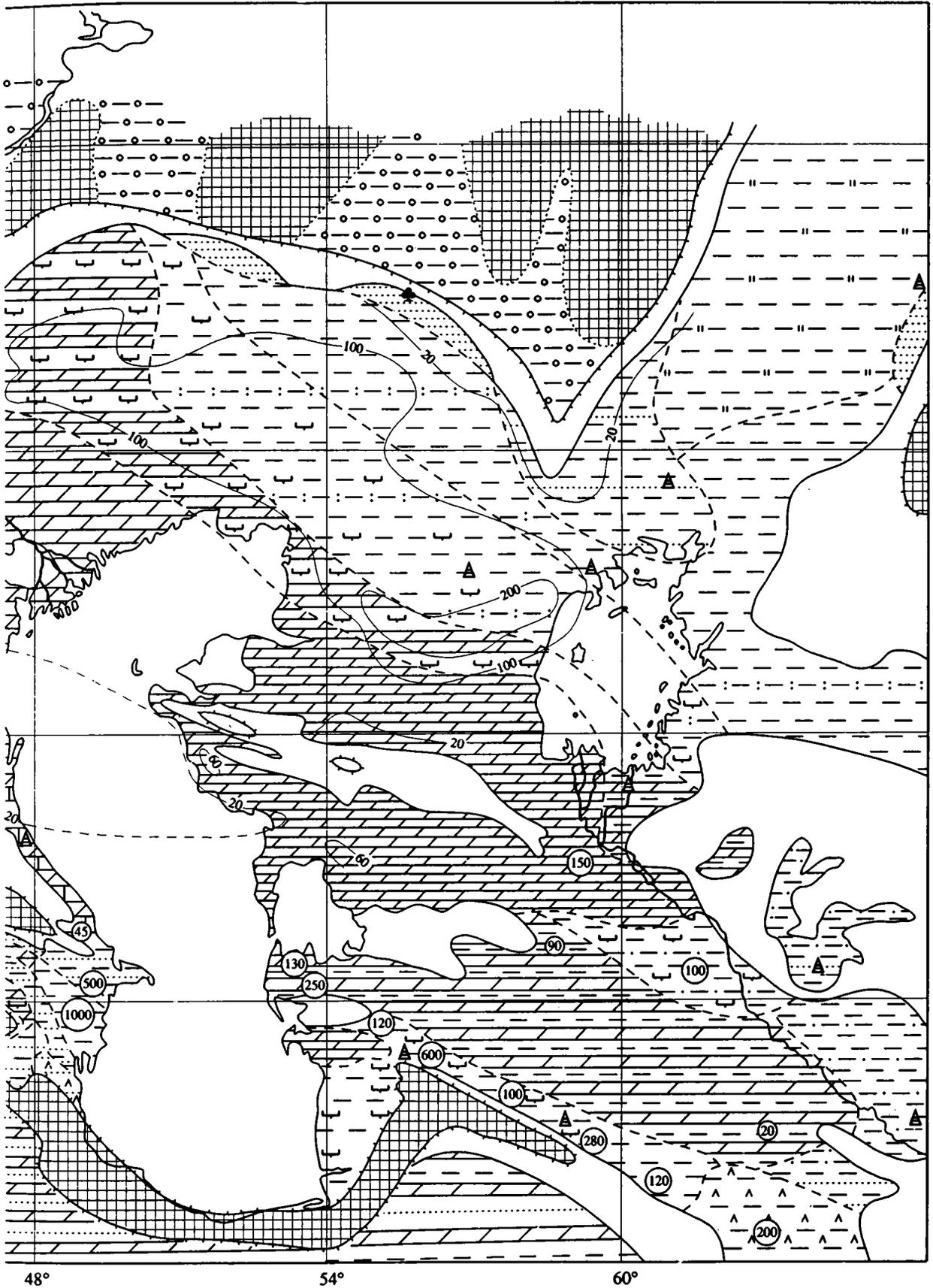


Рис. 1. Окончание.

вами в области Малого Кавказа и Малой Азии. Свободное соединение с Мировым океаном существовало также на Западе (с Норвежско-Гренландским бассейном). Это были длительно и устойчиво существовавшие связи, оставившие документальные свидетельства как в виде морских отложений этого возраста, так и в распределении фауны. Соленость этого водоема была близка к нормально-морской.

Основные фашиально-палеогеографические элементы рассматриваемого морского бассейна Восточного Паратетиса были заложены на рубеже мела и палеогена (Шуцкая, 1970; Туголесов и др., 1985; Столяров, 1991) и длительное время развивались в целом по унаследованному плану. Главной его особенностью являлась более или менее резко выраженная морфологическая расчлененность, определявшая развитие резко различных по характеру областей осадконакопления, связанных, с одной стороны, с мелководными, внутришельфовыми (краевыми) морями, а с другой – с обширными открытыми внешельфовыми глубоководными пространствами бассейна. Последние охватывали акватории Черного и Азовского морей, Предкавказье, Каспийское море, прогибы Закаспия: Южномангышлакский, Копетдагский и др., а также Восточного Закавказья.

Соотношение наиболее глубоководных котловин, характеризовавшихся исключительно карбонатным осадконакоплением, с внутришельфовыми морями, где преобладали терригенные (песчано-глинистые) и кремнистые осадки, определялось характером проявления внутривосстановленных положительных палеогеографических (морфологических) элементов, разграничивавших области разнотипного осадконакопления. В северной части эпиконтинентального бассейна отчетливым барьерным палеогеографическим элементом была субширотная островная система в пределах Украинского кристаллического массива и Донбасса, отграничивавшая обширное внутришельфовое море Днепровско-Донецкой впадины. В Западном Предкавказье выделена (Столяров, 1991) также протяженная, но дугообразная Ергенинско-Ставропольско-Томашевская зона низких островов и отмелей, обозначающая внешнюю часть шельфовой области. На юге островные массивы восточной части Большого Кавказа и Грузинской глыбы отделяли наиболее глубоководные области Предкавказья и Рионского прогиба от внутренних мелководных морей Закавказья с терригенным и вулканическим осадконакоплением большой мощности (до 1200 м). В северо-восточной части бассейна (Прикаспий, Приаралье) его морфология была более сглаженной и смена карбонатного осадконакопления терригенным была сравнительно постепенной.

Осадконакопление в позднем эоцене осуществлялось в целом на фоне нисходящих тектонических движений. Лишь к концу эоценового времени произошло уменьшение глубины бассейна, отразившееся в смене планктонных комплексов фо-

раминифер преимущественно бентосными зоны *Bolivina*. Последняя не установлена лишь в отложениях наиболее глубоководной области Восточного Предкавказья с некомпенсированным характером осадконакопления, где “регрессивный цикл” не проявился.

*Органический мир.* Моллюски. В глубоководных фашиях моллюски отсутствовали, но при регрессии в конце белоглинского времени широко распространилось сообщество *Proreamsium fallax*, обитавшее на карбонатных илах на глубинах около 100 - 200 м. Богатейшие мелководные сообщества песчано-алевритовых грунтов резко отличались в трех регионах:

на склонах Украинского щита (в основном в мандриковском комплексе) двустворчатые моллюски были представлены не менее чем 100 видами 60 родов 31 семейства с присутствием тропических родов (*Fragum*, *Fimbria*);

в закавказской части водоема двустворчатые моллюски были еще более богаты (не менее 170 видов 77 родов 36 семейств), более тепловодны и представлены тетисными родами и видами;

в Закаспии исходный состав фауны был значительно беднее, но за счет полноты изученности отсюда известно около 120 видов 67 родов 38 семейств двустворок. Здесь отсутствовали *Arga*, *Spondylus*, *Chama* и другие наиболее тепловодные роды, много эндемичных видов (около 1/3), сообщества довольно богатые, без резкого доминирования. На песчаных грунтах характерными были *Callista latilamella*, *Nemocardium razmyslovae*, *Pelecyora tenuis*, *Cardites*, *Atrina*, *Aralocardia*.

*Фитопланктон.* В комплексе органического фитопланктона (зона *Wetzelicella clathrata angulosa*) основными компонентами являлись виды родов *Deflandrea*, *Cordosphaeridium*, *Areosphaeridium*, *Microdinium*, *Dinopteridium*, а также рода ветцелиелловой группы – *Charlesdownia*, *Wetzelicella*, *Kisselovia* и *Rhombodinium*. Среди зеленых водорослей и акритарх доминировали таксоны, свойственные тепловодным бассейнам нормальной солености, – *Crassosphaera*, *Tythodiscus*, “*Lanjaria*”.

*Флора и растительность.* В растительном покрове раннебелоглинского времени основным типом зональной растительности были дубово-лавровые леса, переходившие в горных районах в смешанные с участием сосны и таксодиевых. Спектр термофильных широколиственных включал аралиевые, восковниковые, сумаховые, шелковичные, гаммелиевые. На островных архипелагах в более южных районах в прибрежной растительности заметную роль играли пальмы и термофильные папоротники (*Blechnum* и др.). В раннебелоглинское время в осадках восточной части бассейна захоронялся папоротник *Azolla vera*. В конце белоглинского времени, по мере усиления похолодания, роль голосеменных в растительном покрове заметно возросла.

*Климат.* В закавказской части бассейна в начале белоглинского времени морская бентосная

фауна была очень тепловодная, близкая к современной тропическо-субтропической, но затем по составу моллюсков можно предположить постепенное похолодание вод, вероятно, вызванное затруднением связей с бассейном Тетис и общеглобальным похолоданием. Последнее хорошо подтверждается и по палеофлористическим данным (Ахметьев, Запорожец, 1992).

В западной части водоема на склонах Украинского щита в начале белоглинского времени бассейн был также очень тепловодным, с тропическо-субтропическим составом фауны, но моллюски включали все же меньше тропических элементов по сравнению с Закавказьем. Флора здесь была близка к влажной субтропической, спорово-пыльцевые спектры – лесные, с преобладанием покрытосеменных, представленных вечнозелеными формами с лавровыми (Заклинская, 1958). В более восточных районах Европы и в Закавказье спектры указывают на периодическую аридизацию климата. Отдельные фазы более сухого климата зафиксированы в верхнеэоценовой части Ланджарского разреза Армении (Запорожец, 1989). Бентосная фауна моллюсков закаспийской части бассейна была наиболее холодноводной из эоценовых фаун Западной Евразии: виды тропических родов здесь отсутствовали, таксономическое разнообразие было невелико, виды субтропических родов составляли менее половины или около 1/3 видового разнообразия комплексов.

По палинологическим данным, в Приаралье и Тургае в чеганское время произрастали субтропические леса с преобладанием вечнозеленых жестколистных миртовых, лавровых и буковых. В более южных районах Средней Азии в сумсарское время господствующее положение занимали широколиственные леса со значительным участием тропических растений (пальмы, тутовые, ликвидамбр, платаны), с тропическими папоротниками (Пулатова, 1983). Кроме того, существовали открытые пространства с засушливыми условиями, где хорошо развивалась эфедра.

### *Пшехский бассейн*

*Палеогеография и особенности осадконакопления.* После регрессии в начале пшехского времени произошла новая ингрессия вод и бассейн начала олигоцена протягивался в широтном направлении более чем на 4.5 тыс. км, в меридиональном – достигая 1.5 тыс. км (рис. 2). Вероятно, границы раннепшехского водоема, как и белоглинского, были шире области современного распространения их осадков. Об этом свидетельствует не только редкая встречаемость мелководных фаций, но и отдельные находки раннеолигоценовой фауны далеко за пределами обычного ее распространения, в осадках, ранее считавшихся континентальными (в курганских слоях на юге Западной Сибири). Все же пшехский бассейн, несомненно, ни-

когда не достигал размеров предшествующего позднеэоценового. Он имел значительно более ограниченный водообмен с Мировым океаном по сравнению с белоглинским, очень затруднены были его связи с бассейном Тетис. Основное соединение с открытым морем осуществлялось на западе – с Норвежско-Гренландским бассейном. Этим же путем осуществлялся и фаунистический обмен.

Общая палеогеографическая обстановка пшехского бассейна была унаследована от позднеэоценового этапа развития. Однако резкие изменения характера тектонических движений на рубеже эоцена и олигоцена вызвали существенные преобразования в его акватории, сказавшиеся на некоторых особенностях палеогеографии и динамики осадконакопления. Первое, что существенно отличает раннеолигоценовый бассейн от позднеэоценового, – значительное углубление шельфовых котловин до 1000 м и более, при достаточно устойчивом гипсометрическом положении основных положительных палеогеографических элементов, разграничивавших моря с различным характером седиментации. Это привело к более резкой морфологической дифференциации Восточного Паратетиса, появлению крупных уступов по краям шельфовой области (“континентальных склонов”). При этом более контрастно обозначился один из основных палеогеографических линейментов бассейна, представлявших собой протяженную, но прерывистую систему низких островных сооружений и отмелей, протягивавшихся от Украинского щита Донбасса через кряж Карпинского и структуры Горного Мангышлака к Центральному Устурту. Эта система разграничивала (в широком плане) шельфовые моря Днепровско-Донецкой впадины, Волго-Дона, Прикаспия, Приаралья и внешельфовые глубоководные котловины Черного моря и Причерноморья (Туголесов и др., 1985), а также Восточного Предкавказья и Среднего Каспия, где отчетливо выражен некомпенсированный режим осадконакопления с мощностями глубоководных известково-глинистых отложений всего в 10 - 30 м. Обособленное положение на юге занимал Большекавказско-Закавказский архипелаг островов, а также островной массив Горного Крыма. О прогибании Черноморской котловины свидетельствует более широкое площадное развитие олигоценовых отложений по сравнению с палеоцен-эоценовыми и трансгрессивное их залегание на склонах крупных конседиментационных поднятий внутри котловины (поднятия Андрусова, Шатского и др.) (Туголесов и др., 1985).

Одной из важнейших гидрологических особенностей глубоководной зоны Восточного Паратетиса в раннем олигоцене являлось сероводородное заражение наддонных вод, вызвавшее полное отсутствие донной жизни. Кислородная обстановка существовала лишь в краевых, шельфовых морях, а также в верхней части склонов глубоководных котловин.

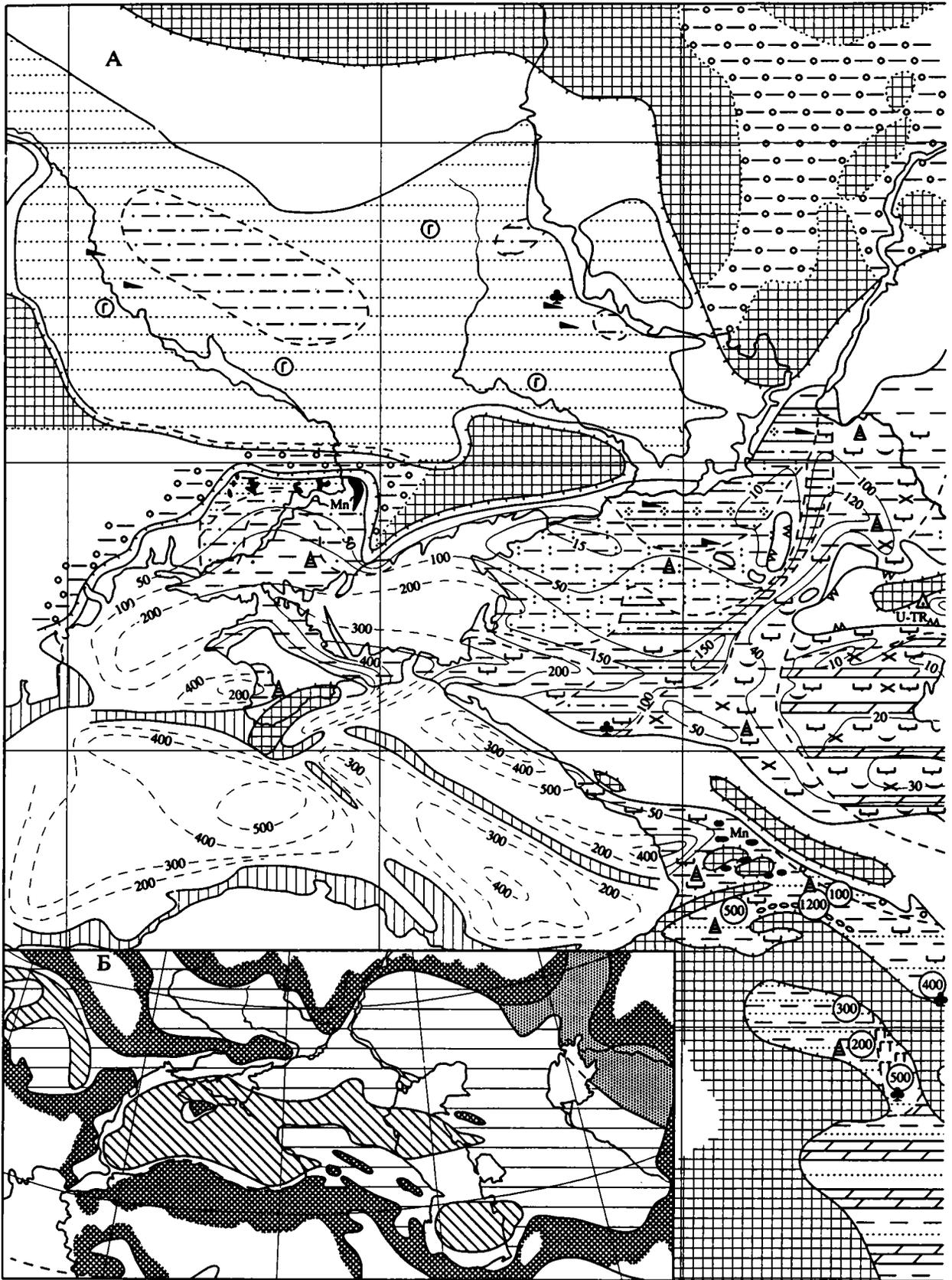


Рис. 2. Бассейны первой половины раннего олигоцена: А – литолого-фациальная карта пшехского бассейна; Б – палеогеографическая схема Паратетиса и окружающих бассейнов (условные обозначения см. на рис. 5).

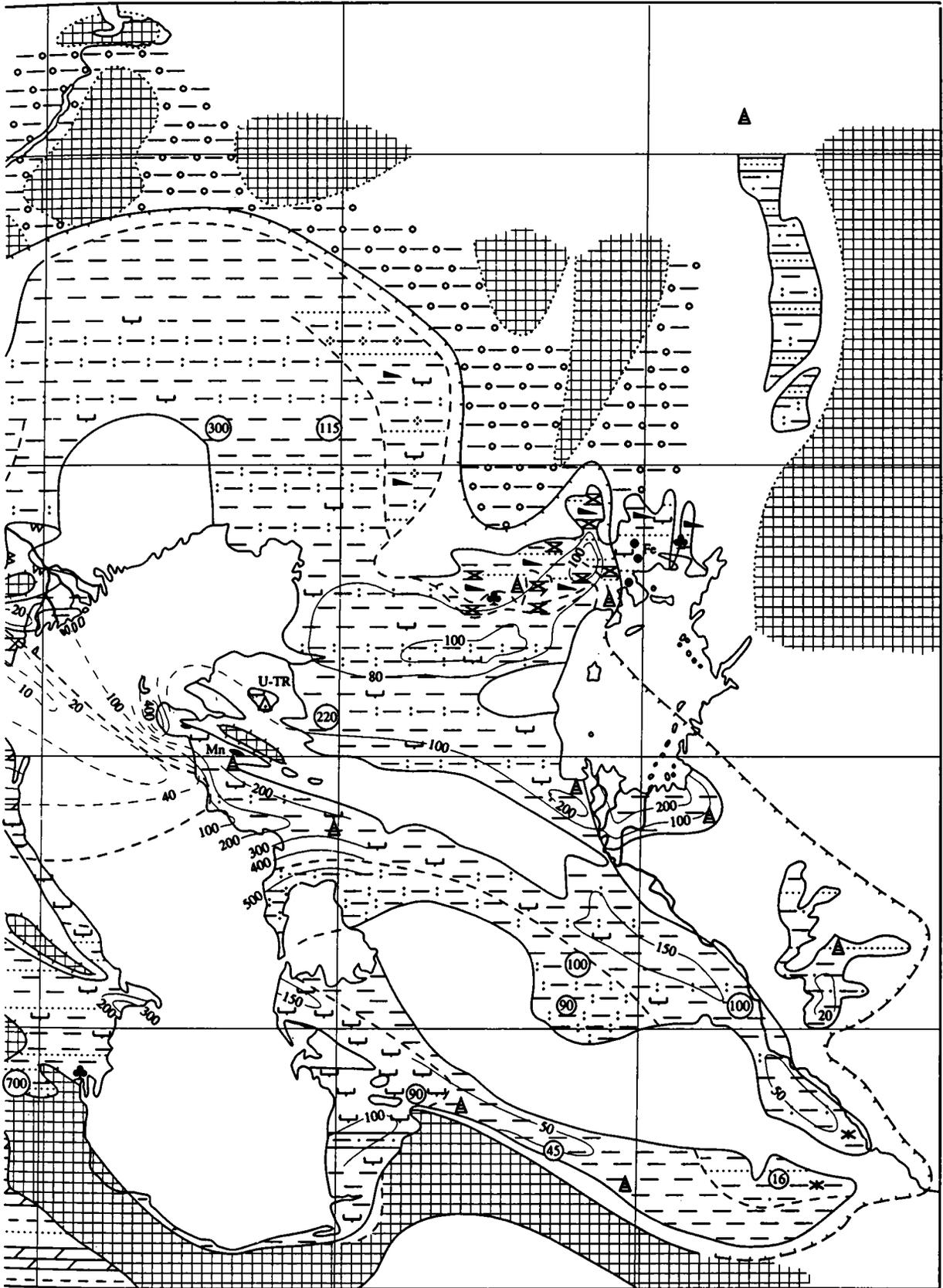


Рис. 2. Окончание.

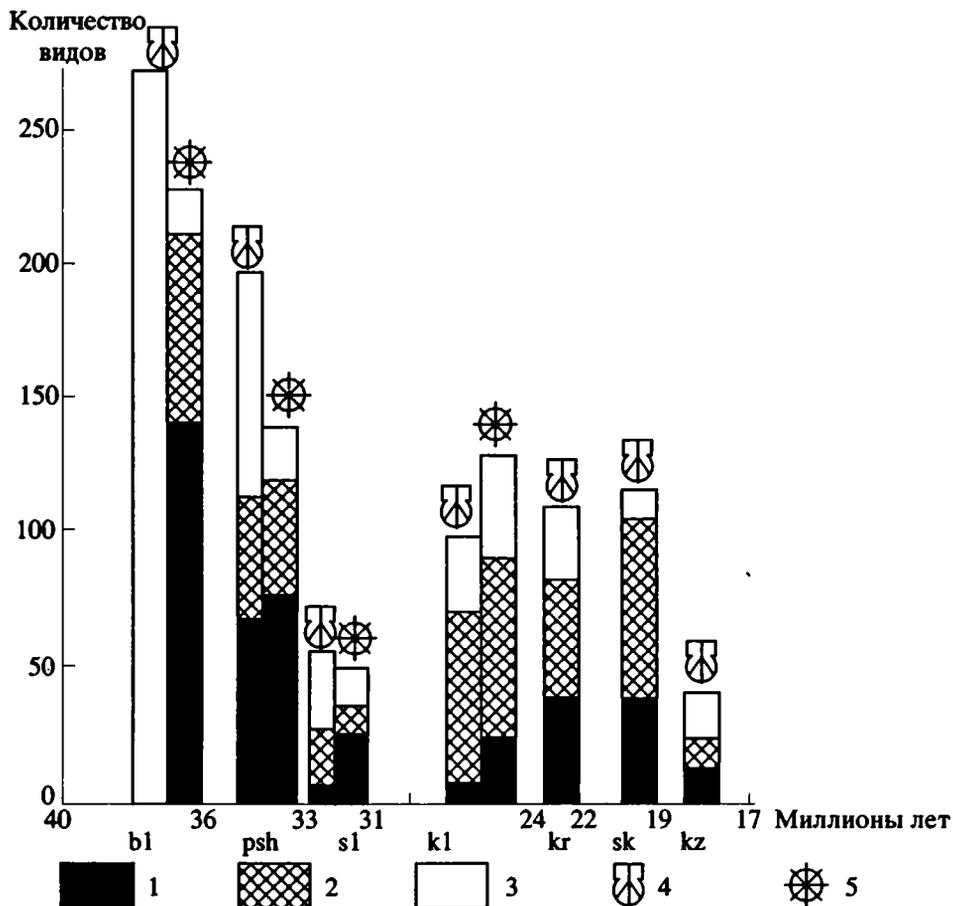


Рис. 3. Изменение таксономического разнообразия двустворчатых моллюсков и динофлагеллят в бассейнах Восточного Паратетиса.

1 – доля видов, перешедших из предыдущего бассейна; 2 – аллохтонных видов; 3 – эндемиков, возникших в данном бассейне; 4 – двустворчатые моллюски; 5 – динофлагелляты.

Подобные гидрологические условия, видимо, были благоприятны для накопления в сероводородной зоне повышенных концентраций растворенного марганца и последующего его осаждения в краевых частях глубоководных котловин на кислородном гидрогеохимическом барьере. С этим можно связывать причины проявления грандиозной эпохи марганцевого рудообразования в раннем олигоцене (Никопольский, Чиатурский, Мангышлакский рудные районы, Варненский район в Болгарии). На признаки дефицита кислорода в глубоководной зоне указывают также обедненный состав фитопланктона и обилие в мацератах аморфного органического вещества.

**Органический мир.** Моллюски всего пшехского водоема были представлены сходными комплексами при небольших отличиях северного и южного (закавказского) побережий Восточного Паратетиса. В относительно глубоководных условиях на мягких грунтах обитало сообщество *Palliolium simile*, *Yoldiella chadumica*, *Thyasira nysti*, замесившее сообщество *Proreamussium fallax*. На песчаных грунтах северных районов характерными были *Pterolucina batalpaschinica*, *Astarte gracilis*,

*Cardites lukovichi*. В южной части бассейна глубоководные сообщества неизвестны, на песчаных грунтах доминировали *Glycymeris obovatus*, *Nemocardium tenuisulcatum*, *Pecten arcuatus* и др.

Со второй половины пшехского времени в связи с регрессией бассейна и поглубением осадков широкое распространение в северной части бассейна получили комплексы более жестких грунтов, в которых доминировали *Arctica rotundata*, *Glycymeris lunulata*, *Cardites kenderlensis*.

Всего для пшехского бассейна известно не менее 175 видов (рис. 3) двустворчатых моллюсков, основу фауны составляли виды, перешедшие из эоцена (68) и мигранты из бассейнов Европы (50). Эндемики (36 видов) появились в основном со второй половины пшехского времени в Закаспии. Соленость пшехского водоема была близка к нормальной и составляла не менее 30‰, на северо-восточной окраине бассейна временами уменьшалась до 15 - 20‰.

В составе органикостенного фитопланктона этого этапа насчитывается не менее 100 таксонов, абсолютное большинство из которых встречается спорадически. В целом доля фитопланктона в

общем объеме палиноморф по сравнению с белоглинским временем заметно упала (до 5 - 10%). Доминирующей группой стал род *Phthanoperidinium*, который достаточно хорошо выдерживал колебания солености. О стратификации вод и более высокой температуре близ поверхностного слоя можно судить по заметному присутствию в спектрах видов *Glaphyrocysta*.

Во второй половине пшехского времени в районе Волго-Дона в комплексе фитопланктона ведущую роль занял *Michystridium* – показатель приближения с севера береговой линии и обмеления бассейна, а также индикатор усиления стока пресных вод.

**Климат.** Присутствие во всем пшехском бассейне таких родов моллюсков, как *Barbatia*, *Pteria*, *Crassatina*, *Nemocardium* s. s., *Lutraria*, свидетельствует о достаточно тепловодном бассейне, который, видимо, по температурным условиям был ближе к современным субтропическим водоемам, чем к бореальным. К сходным выводам приводят и палеоботанические данные: по отпечаткам листовой флоры на северо-восточном побережье пшехского моря (Устюрт, Северное Приаралье) прослеживается смена ксерофильной субтропической флоры, унаследованной от эоцена, на умеренную мезофильную. Но и в ащайрыкское время, при преобладании таксодиевых и широколиственных, здесь росло большое количество теплолюбивых субтропических форм: *Mugica*, *Comptonia*, *Magnolia*, *Laugaseae* и др. (Бронева, Жилин, 1967; Раюшкина, 1983; Ахметьев, Запорожец, 1992). По составу спорово-пыльцевых палинокомплексов в Предкавказье и на Мангышлаке также можно сделать вывод о субтропической лесной растительности на северном побережье пшехского моря, причем пыльца и споры приносились спокойными равнинными реками. Растительность западной и восточных частей северного побережья несколько различалась участием в составе термофильных растений. В восточной части (Казахстанской провинции по В.С. Корниловой (1966)) проявлялись признаки большей аридности климата, присутствовали пустынные растения. В целом, по материалам многих исследователей, флористические данные свидетельствуют о четкой ботанико-географической дифференциации в распределении растительных палеоценозов с начала олигоцена.

Распределение моллюсков тоже говорит о достаточно резкой климатической зональности в раннем олигоцене и различиях в степени тепловодности фаун северного и южного побережий Восточного Паратетиса. Только в закавказской части бассейна жили представители таких родов, ныне обитающих в тропических и субтропических водах, как *Atrina*, *Isognomon*, *Cubitostrea*, *Megaxinus* s. s., *Stena*, *Anodontia*, *Europicardium*. В то же время здесь реже встречались астарты, култеллиды, сфении, более характерные для северной части бассейна.

### Соленовский бассейн

**Палеогеография и особенности осадконакопления.** В начале соленовского времени Паратетис впервые утратил связь с Мировым океаном, и в нем получила развитие своеобразная эндемичная фауна. Несмотря на замкнутый характер этого водоема, размеры его не уменьшились (рис. 4), а местами на северной и восточной окраинах осадки соленовского горизонта даже ложились трансгрессивно. Часто несогласное залегание соленовского горизонта с размывом подстилающих отложений отмечается и во внутренних частях бассейна (Ергени, Черные Земли, Предкавказье). Вместе с тем имелись достаточно обширные участки на шельфе, где известковые отложения с остракодами отсутствовали (не отлагались – Мангышлак, Северо-Западное Предкавказье) (Столяров, Ивлева, 1989). Соединение Восточного Паратетиса с Западным сохранилось, и впервые Паратетис имел общую фауну, о чем свидетельствуют находки тех же специфических солоноватоводных моллюсков в средней части глин Тард Венгрии (Baldi, 1980, 1986) и в слоях Бизуш Трансильвании (Rusu, 1983, 1988), а также в слоях Сотцки Словении.

Резкие изменения гидрологического режима привели к перестройке циркуляции вод и условий осадконакопления: темные, бескарбонатные илисто-алевритистые осадки на значительных площадях в относительно глубоководных частях бассейна сменились на светлые известковые илы, карбонатность которых остается проблематичной, не исключено, что она имела биогенное происхождение и определялась массовым развитием и захоронением немногих видов наннопланктона и в меньшей степени – крупных остракод (отложения “остракодового пласта”, или полбинских слоев). Глубины бассейна уменьшились, поэтому моллюски гораздо более широко распространились по его акватории, но по-прежнему отсутствовали в наиболее глубоководной внешельфовой области.

Опреснение моря в соленовское время связано, возможно, с общим изменением солености поверхностных вод Мирового океана (Музылев и др., 1992). О таком режиме солености Паратетиса можно судить по составу фитопланктона с участием родов *Gerdicocysta*, *Cyclonephelium*, *Distatodinium*, *Adnatosphaeridium*, *Huysrichokolpoma*.

Во второй половине соленовского времени Восточный Паратетис (так же, как Западный) имел затрудненную двустороннюю связь с открытым морем, о чем свидетельствует повсеместное появление немногих эвригаллиных морских иселенцев: обедненного комплекса агглютинирующих фораминифер (Тер-Григорьянц, 1964), остракод, представленных морскими транзитными видами (Попов, Ильина, Николаева, 1985), и моллюсков. Условия осадконакопления к этому времени вновь изменились, и на большей территории эти отложения вновь стали представлены характерными “майкопскими фациями”: темными или

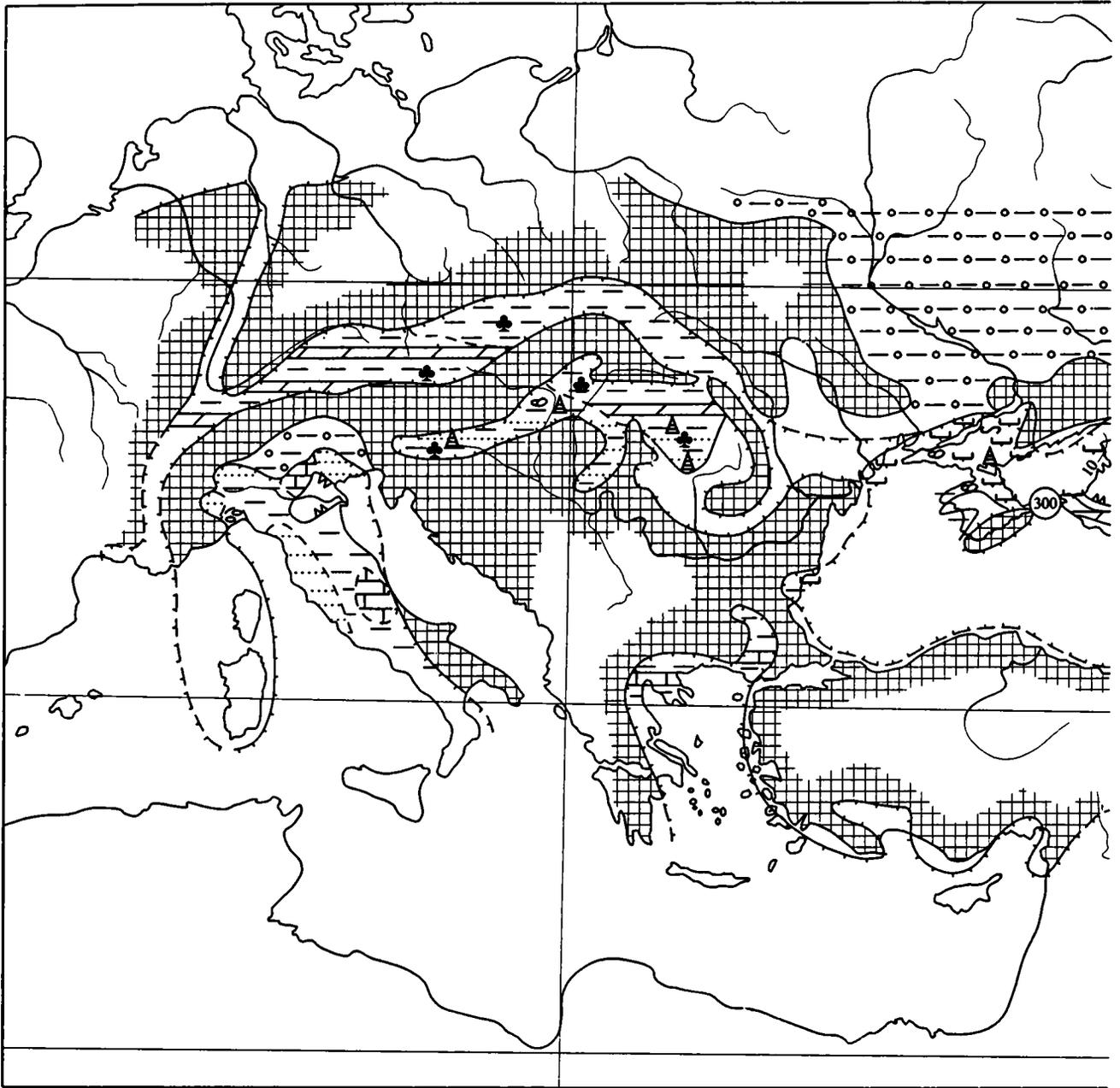


Рис. 4. Литолого-фациальная карта соленовского бассейна (условные обозначения см. на рис. 5).

светлыми бескарбонатными глинами с частыми стяжениями пирита. Эти осадки несомненно накапливались в специфических биомических условиях, моллюски здесь обычно отсутствовали, но это были еще не типичные условия сероводородного заражения, т.к. в отложениях шельфа во множестве наблюдаются остатки ходов илоедов, выполненные сульфидами или даже красно-бурыми окислами железа. Указание на ослабление восстановительных условий и связь бассейна с океаном в икibuрульское время дает и состав фитопланктона. Лишь в конце этого времени на фоне регрессии вновь возникали затруднения в кислородном обмене.

В течение соленовского времени бассейн испытал обмеление, местами регрессировал и на его периферии все более широкое развитие получали мелководные алевритовые и песчаные фации (в Причерноморье, Северных Ергенях, Закавказье, в Кызыл-Кумах). В это время поднятия в области Западного и Центрального Кавказа уже стали источником сноса обломочного материала. Местами начали все более отчетливо появляться цепи островов с песчаным мелководьем, где обитали моллюски (на территории Северной Осетии и Северо-Западном Кавказе).

*Органический мир.* Моллюски раннесоленовского (полбинского) бассейна были представлены

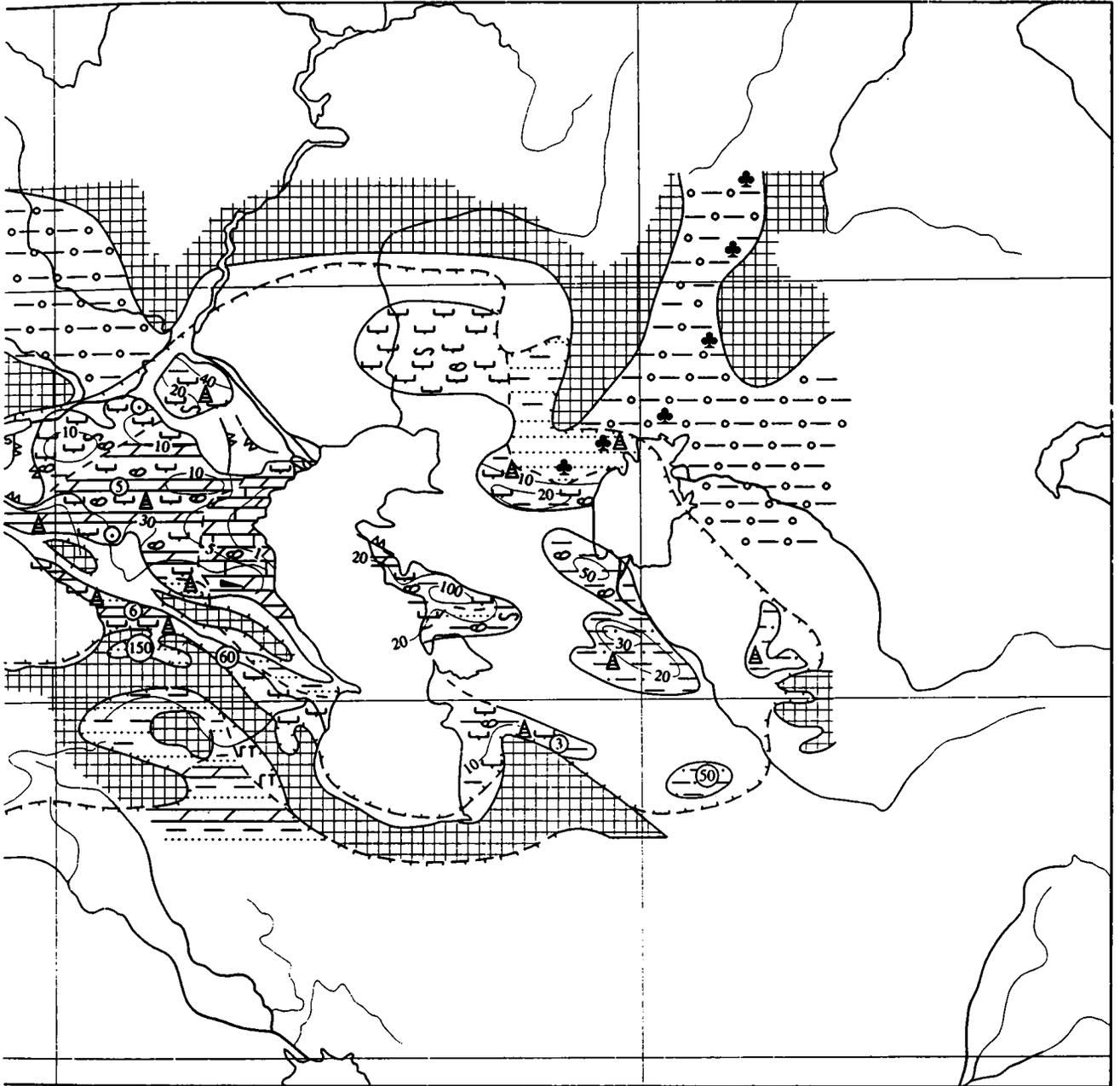


Рис. 4. Окончание.

исключительно солоноватоводными и лагунными формами, причем двустворчатые моллюски – эндемичными родами и видами, а гастроподы – видами широкого географического распространения, общими с фауной лагунных и солоноватоводных фаций олигоценовых бассейнов Европы (Попов, Титова, 1982; Попов и др., 1985).

На бедных сообществах солоноватоводных моллюсков еще более четко, чем на морской фауне, прослеживается, с одной стороны, единство моллюсковой фауны Паратетиса, а с другой – отличие состава ее на северном и южном побережьях: большинство родов и некоторые виды этих фаун были общими, но состав моллюсков

Закавказья был значительно богаче. Так, на илистых грунтах в северной части бассейна доминировали бедные сообщества с *Ergenica cimlanica* и *Janschinella*, на песчаных – *Janschinella* и *Rzehakia usturtensis*. В закавказской части бассейна встречено 20 видов двустворчатых моллюсков, в качестве доминировавших и характерных форм выступали *Urbnisia lata*, *Janschinella*, а также кардииды – *Cerastoderma*, *Merklincardium* и *Korobkoviella*. Эта автохтонная фауна образовалась из немногих лагунных моллюсков пшехского водоема. Наличие переходных форм и полнота материала позволяют наметить филетические линии для большинства видов и родов (Попов и др. 1985). Соленость, вероятно,

не превышала 10 - 12‰, с измененным ионным составом, в позднесоленовском бассейне – 12 - 14‰, с эпизодическими повышениями до 20‰ (в Закавказье). Эти же параметры солености подтверждаются и составом органикостенного фитопланктона (цисты ветцелиелловой группы и группы *Cyclonephelium-Adnatosphaeridium-Gerdiocysta*).

*Климат.* Эндемичный характер малакофауны не дает оснований судить о климатических особенностях соленовского бассейна. Сохраняющиеся различия в разнообразии комплексов северной и южной частей бассейна косвенно указывают лишь на существование и в это время достаточно резкой климатической зональности. В большинстве старых работ соленовский уровень отдельно не рассматривался, и палеофлористические данные по этому интервалу единичны. По спорово-пыльцевым данным пик потепления климата во второй половине соленовского времени фиксируется по присутствию палинокомплекса буковых, в том числе и вечнозеленых, а также появлению в большом разнообразии других термофильных компонентов. В прибрежной зоне юго-восточного обрамления бассейна формировались красноцветы (сарыинская, бетпакалинская свиты) и климат носил более аридные черты, оставаясь в целом сезонным с жарким летом. Во флоре Тургая господствовали мелколистные жестколистные растения, часть из которых принадлежала еще вечнозеленым. В.В. Коралова (1984) пишет о признаках аридизации климата в молочанское и серогозское время в Причерноморье. В.А. Броневой, С.Г. Жилин (1967) отмечают уменьшение числа термофильных элементов только уже в верхней части чиликтинской свиты Приаралья, нижняя и средняя части которой, по находкам *Ergenica* и *Janschinella*, сопоставляются с соленовским горизонтом.

### *Калмыцкий бассейн*

*Палеогеография и особенности осадконакопления.* Общий палеогеографический план и морфологические особенности позднеолигоценного (калмыцкого) бассейна Восточного Паратетиса во многом напоминали обстановку в раннеолигоценное (пшехское) время (рис. 5). Резко изменилась лишь динамика седиментогенеза, и в прогибах внешельфовой области стали накапливаться мощные (более 1000 м) толщи глин с пачками песков и алевроитов, в значительной мере компенсировавшие большие амплитуды прогибания. Наиболее ярко “лавиная седиментация” была проявлена в самой глубоководной части Восточного Паратетиса, в обширной котловине Восточного Предкавказья и Среднего Каспия, на протяжении всей палеогеновой истории, характеризовавшейся некомпенсированным профилем осадконакопления (Столяров, 1991). Реликты некомпенсированных прогибов с небольшими мощностями осадков (100 м и менее) сохранились в виде узких трогов

лишь к северу от островных сооружений Большого Кавказа, палеогеографическая интерпретация которых пока еще достаточно проблематична.

Однако несомненно, что в конце олигоцена - начале миоцена здесь произошли существенные палеогеографические преобразования, в результате которых на западе Большого Кавказа был сформирован возвышенный островной массив, поставивший в бассейн крупнообломочный (песчано-гравелитовый) материал. Одновременно погрузилась и стала глубоководной ранее приподнятая восточная часть Большого Кавказа.

Более отчетливо, чем в раннем олигоцене, была выражена северная пограничная барьерная островная система, отделявшая глубоководную область от внутришельфовых морей Днепровско-Донецкой впадины, Прикаспия и Приаралья. Она прослеживалась от Карпат через Украинский кристаллический массив, Донбасс, кряж Карпинского, а также поднятия Горного Мангышлака и Центрального Устюрта. Эта прерывистая система низких островов и отмелей во внешней части шельфовой области контролировала уникальные по своей природе, грандиозные по масштабам металлоносные залежи костного детрита рыб, пока не известные в других формациях Земли (Столяров, Ивлева, 1989, 1991).

В начале калмыцкого времени соединение Восточного Паратетиса с океаном стало более свободным и бассейн заселился морской фауной. По составу фауны и фитопланктона несомненно можно заключить, что восстановилась связь Восточного Паратетиса с Норвежско-Гренландским бассейном: сходство систематического состава динофлагеллат, моллюсков и остракод (данные И.А. Николаевой), столь велико, что доказывает существование свободного обмена. Однако поиски пролива, соединявшего эти водоемы, осложнены из-за отсутствия достоверных морских верхнеолигоценных отложений на современной территории Северной Украины, Беларуси и Северной Польши. Возможно, такой обмен мог происходить через Карпатский бассейн – по Предкарпатскому прогибу, если он не был замкнутым заломом в это время, либо через Западный Паратетис. Последнему как-будто препятствует более тепловодный характер фауны во внутрикарпатских бассейнах, в Рейнском грабене. Но именно для начала хатта Трансильвании А. Русу (Rusu, 1977, с. 135, табл. 3) приводит довольно холодноводный комплекс моллюсков, более чем наполовину общий с составом моллюсков Восточного Паратетиса. О сохранении стагнационной обстановки в бассейне в позднекалмыцкое время свидетельствует разнообразный состав зеленых водорослей и акритарх, в том числе *Sumatosphera*.

Прямые палеогеографические связи Восточного Паратетиса с бассейном Тетис, вероятно, отсутствовали, поскольку из палеогеографических данных следует, что южнее, на современной

территории Турции и Ирана существовала суша (Lüttig, Steffens, 1975). Такая связь прослеживается для Западного Паратетиса через Словению (Baldi, 1986), и состав тепловодных групп, встречаемых в закавказской (нижнеуплиссихской) фауне, позволяет допускать миграцию их с запада.

К концу калмыцкого времени произошли существенные изменения как в гидрологическом режиме, так и в характере осадконакопления: соленость заметно отклонялась от нормально морской, значительно шире стали распространены песчаные и песчано-алевритовые осадки. Пока остается неясным, затронуло ли это понижение солености южную часть бассейна или в основном было ограничено его северной половиной. В то же время неустойчивый солевой режим и погребение осадков не означали начала регрессии, даже напротив, в закаспийской части бассейна байгубекские отложения с эвригалинной морской фауной были распространены значительно шире более древних каратомакских.

*Органический мир.* Начало морских условий осадконакопления привело к широкому распространению бентосной фауны и появлению карбонатных осадков, прослеживаемых в относительно глубоководных областях. Широкое распространение получили бентосные фораминиферы рода *Virgulina* ("virгулинеелловые слои"). Однако в последующее время произошло сероводородное заражение бассейна, началось накопление типичных для майкопского бассейна темноцветных бескарбонатных илов, богатых неразложившейся органикой, в которых сохранялись лишь рыбные остатки ("рыбные слои"). Ихтиофауна значительно обеднилась по сравнению с пшехской, исчезли глубоководные рыбы, а также наиболее тепловодные литоральные, стали преобладать автохтонные виды майкопского бассейна (Данильченко, 1980). Крайне неблагоприятные условия для бентосной фауны продолжались на протяжении всего позднего олигоцена и начала миоцена, и в течение всего этого времени моллюски могли жить лишь в самых краевых частях этих бассейнов. На мягких илистых грунтах в северной прибрежной части водоема обитал комплекс, по систематическому составу близкий относительно глубоководному раннеолигоценовому. Наиболее широко распространенной формой здесь был *Chlamys bifida*, характерными являлись *Palliolium*, *Thyasira*, *Cuspidaria*, *Nuculana*. На более алевритистых грунтах также многочисленным был *Ch. bifida*. На песчано-алевритистых и песчаных преобладали *Arctica rotundata*, *Pelecypora westendorpi*, *Glossus subtransversus*, *Pycnodonte gigantea callifera*, *Nemocardium cingulatum*, *Nuculana gracilis* и др. Это были мелководные сообщества, обитавшие на глубине в первые десятки метров.

В южной, закавказской части бассейна на песчано-галечных грунтах жили *Glycymeris lunulata*, *Callista*, *Barbatia*, *Parvicardium* и др. Соленость калмыцкого водоема составляла около 30‰, в краевых частях понижалась до 15 - 20‰.

В позднекалмыцком водоеме, в его северной части, доминирующими на всех грунтах стали крайне эвригалинные виды *Cerastoderma prigorovskii* и *Corbula (Lenticorbula) helmsereni*.

Солевой режим потерял стабильность, менялся он и по акватории бассейна от 25 до 5 - 10‰ в северо-восточной части водоема.

В целом для калмыцкого водоема известны лишь 90 видов двусторчатых моллюсков, вероятно, из-за очень неполных данных по южной части бассейна. Резко преобладали аллохтонные виды, общие с северозападной Европой (58), эндемики появились в основном во вторую половину калмыцкого времени (6 видов и 9 подвидов).

В калмыцкое время хотя и не полностью восстанавливается таксономическое разнообразие диноцист и прازیнофитов, которое было в предсоленовское время. Общее число видов достигало 120 - 150 в раннекалмыцкое, сокращаясь до 80 - 100 в позднекалмыцкое время. О переменном режиме солености в позднекалмыцкое время свидетельствует таксономический состав диноцист: редуцировало большинство родов - обитателей бассейнов с нормальной соленостью и их место заняли таксоны, более толерантные к солевому режиму (*Deflandrea*, виды ветцелиелловой группы, *Rhombodinium*, *Homotribium*). В растительном покрове прибрежной зоны Паратетиса повсеместно получили развитие мезофильные хвойно-широколиственные полидоминантные леса (тургайского типа по А.Н. Криштофовичу).

*Климат.* Сопоставимое богатство фауны калмыцкого и пшехского водоемов для их северной части, близкий родовой состав моллюсков свидетельствуют о том, что степень тепловодности этих бассейнов не очень заметно отличалась. Все же северная половина калмыцкого водоема была немного холодноводнее раннеолигоценового, и представители субтропических родов здесь практически отсутствовали. Похолодание также отмечается по составу литоральной ихтиофауны (Данильченко, 1980). По спорово-пыльцевым данным установлено, что по берегам позднеолигоценового моря произрастали сосновые, таксодиевые и листопадные широколиственные леса с участием редких субтропических элементов - *Mugica*, *Magnolia* и др. (Козьяр, 1959; Панова, 1981). В спектре сережкоцветных на первый план вышли березовые. Такой состав растительности был сходным повсюду вдоль северного побережья и свидетельствовал о ровном, умеренно теплом, влажном климате. В закавказской части бассейна присутствие таких родов, как *Arca*, *Barbatia*, *Isognomon*, *Argoragia*, позволяет делать выводы о значительно более тепловодных, субтропических условиях. Флористические данные для верхнего олигоцена Закавказья довольно скудные, но макро- и микрофлористические материалы по Армении и северному склону Малого Кавказского хребта также указывают на заметное участие субтропических компонентов во флористических комплексах.

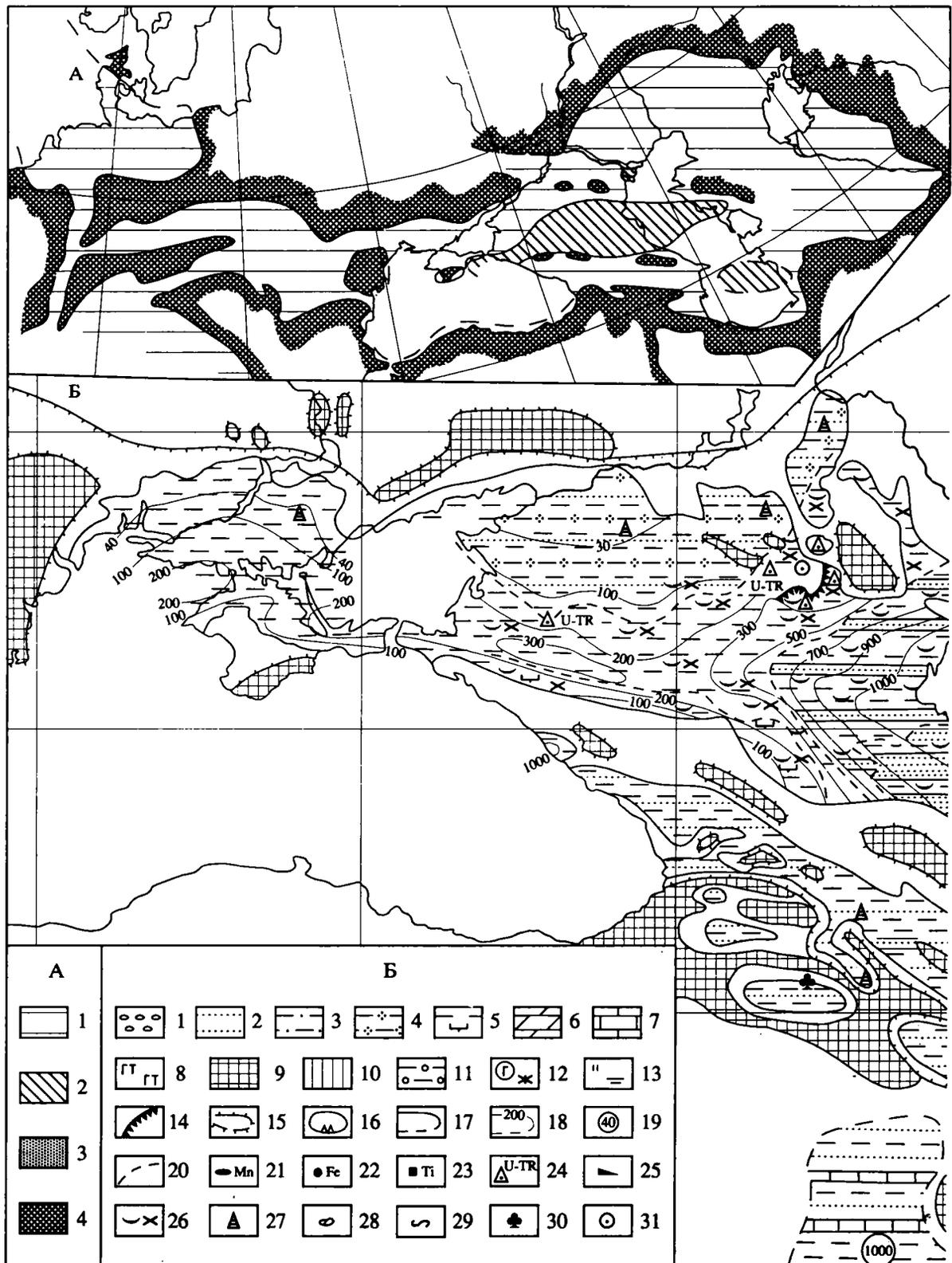
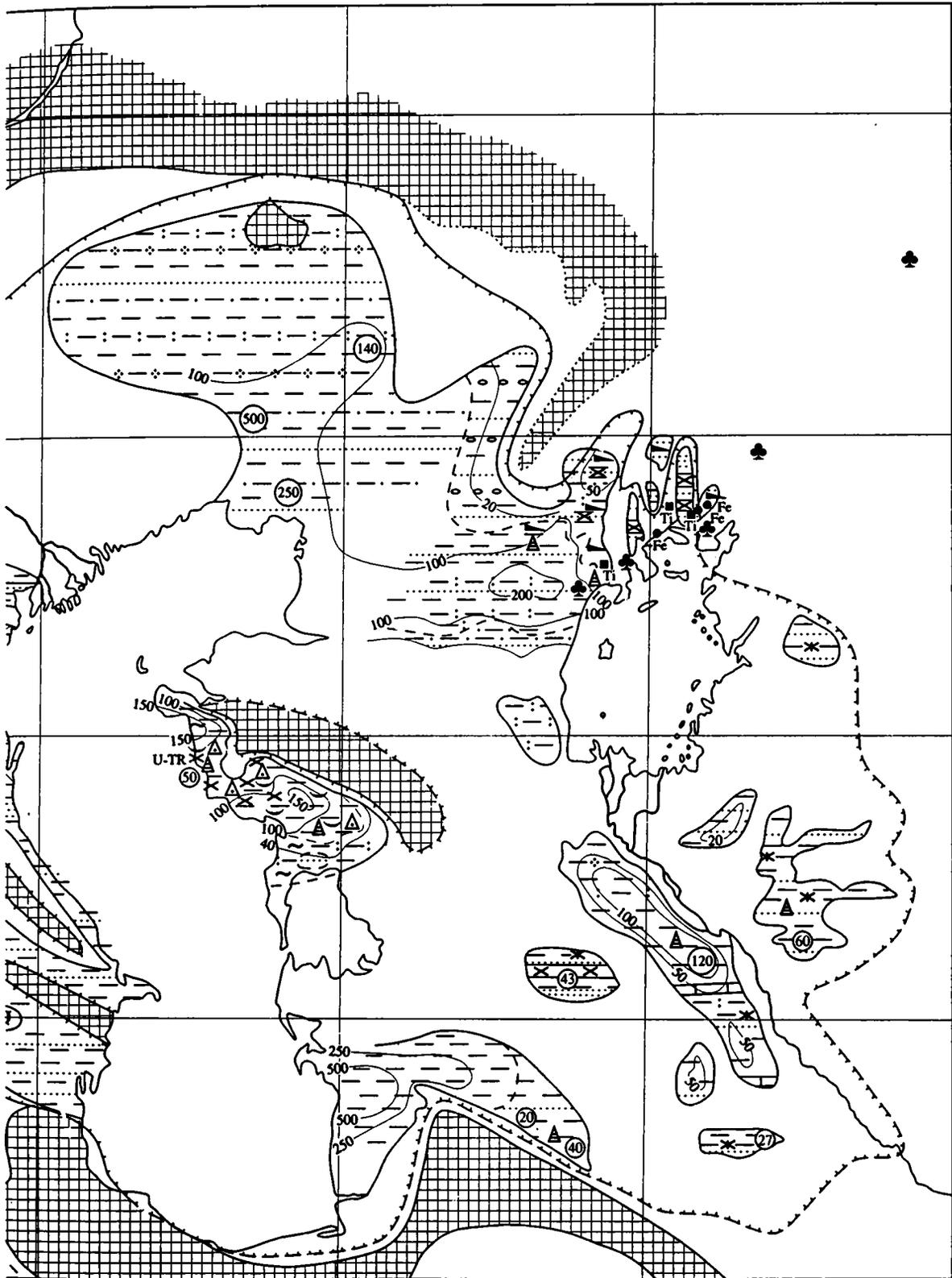


Рис. 5. Бассейны позднего олигоцена: А – палеогеографическая схема Паратетиса и окружающих бассейнов. 1 – шельфовая область; 2 – глубоководные некомпенсированные котловины; 3 – равнина, временами заливаемая морем; 4 – суша. Б – литолого-фациальная карта Калмыцкого бассейна: 1 – гравийно-галечные отложения; 2 – пески и песчаники; 3 – алевриты и алевролиты; 4 – глины песчаные и алевритистые; 5 – глины и известковистые глины; 6 – мергели; 7 – известняки; 8 – вулканогенные породы, кислые и средние; 9 – размываемая суша; 10 – области отсутствия отложений (на рис. 2 карта раннего олигоцена); 11 – низменная аккумулятивная равнина; 12 – глауконитсодержащие и красцвет-



ные породы; 13 – кремнистость и глинистость пород; 14 – морфологические уступы дна; 15 – контуры береговой линии, установленные и предполагаемые; 16 – участки отсутствия отложений; 17 – контуры современного распространения отложений установленные и предполагаемые; 18 – изобаты достоверные и предполагаемые; 19 – мощность отложений по отдельным разрезам; 20 – границы литофаций. Полезные ископаемые: 21 – марганец, 22 – железо, 23 – титан, 24 – уран и редкие металлы, 25 – уголь. Ископаемые: 26 – остатки рыб – чешуя и кости, 27 – моллюски, 28 – остракоды, 29 – ходы илоедов, 30 – флора, 31 – стратотипические и парастратотипические разрезы региоярусов.

### Караджалгинский бассейн

*Палеогеография и особенности осадконакопления.* Как уже говорилось, сведения об отложениях этого бассейна пока еще крайне отрывочны и бедны. Если мы правильно сопоставляем осадки сивашских слоев Украины, кинтыкчинских слоев Устюрта, кашкаратинских Мангышлака, верхов верхнесарбатырской свиты Кызыл-Кумов, кизылчинских слоев Туркмении и гиссаракских – Таджикистана с глубоководными отложениями караджалгинской свиты Предкавказья, то трансгрессия этого времени мощно проявилась на северо-западной (Днепровско-Донецкой) и восточной окраинах бассейна, но не прослеживается в Северном Приаралье и Закавказье (рис. 6). Общий характер осадконакопления имел черты сходства с предшествующим этапом развития, однако наиболее глубоководная, некомпенсированная осадками (50 м) область бассейна была проявлена в восточной части моноклинали Северного Кавказа, севернее, в Терско-Каспийском прогибе мощности осадков достигали 300 м. В краевых частях отлагались кварцевые пески с разнообразными (но плохо сохранившимися) комплексами моллюсков. Среди них на фоне многочисленных видов, унаследованных от предшествующего бассейна, появилось много новых тепловодных вселенцев, часто общих с эгерской фауной Центральной Европы. По-видимому, к этому времени связь с Норвежско-Гренландским бассейном была утрачена или не чувствовалась из-за климатических барьеров и основное соединение с Мировым океаном происходило через Западный Паратетис. В глубоководной зоне моря в это время накапливались илы, богатые неразложившейся органикой со следами сероводородного заражения и многочисленными рыбными остатками (“рыбные литофации”).

*Органический мир.* Моллюски. На илисто-алевритистых грунтах северной окраины бассейна (Ергени) вновь появился полигалинный бентос (*Palliolium incomparabile*, *Lentipecten corneus*, *Nemocardium* и др.). На песчаных грунтах в Днепровско-Донецкой впадине и Закаспии характерными стали *Callista lilacinoides*, *Pteria*, *Cubitostrea*, *Gibbolucina*, *Glycymeris*, *Venus multilamella*. В закавказской части бассейна обитали представители полигалинных, тепловодных родов: *Arga*, *Barbatia*, *Isognomon*, *Cardita s. s.* и др. Соленость была около 30‰, но, вероятно, колебалась в восточной части водоема, понижаясь до 10 - 15‰.

Всего для этого водоема известно около 100 видов двустворчатых моллюсков, почти половину (42) составляли виды, общие с олигоценовыми бассейнами, но значительную часть (39) – новые мигранты, в основном из Западного Паратетиса.

Комплексы фитопланктона обеднены и насчитывают не более 40 - 50 таксонов. К этому времени, вероятно, в связи с похолоданием, приходив-

шимся на позднекараджалгинское время, вымирает большое количество палеогеновых видов, особенно среди представителей *Deflandrea*, практически полностью ветцелиелловая группа, *Thalassiphora* и др. В растительном покрове суши, прилегающей к Паратетису, появилось больше открытых пространств, занятых травянистыми ценозами. Сезонность климата стала выраженной в большей степени. Началось обеднение лесной мезофильной тургайской флоры.

*Климат.* По составу двустворчатых моллюсков кажется несомненным, что тепловодность караджалгинского бассейна была выше, чем предшествовавших олигоценовых морей. В Восточный Паратетис в это время смогла войти и расселиться по всему бассейну значительно более богатая фауна, в состав которой входили роды субтропического распространения, которые раньше отсутствовали в этом бассейне либо обитали лишь в его южной части (*Isognomon*, *Atrina*, *Cubitostrea*, *Megaxinus (Gibbolucina)*, *Divalinga*, *Cardita s. s.*, *Europocardium*, *Venus* и др.). На фоне такого разнообразия моллюсков кажутся менее резкими отличия фаун северного и южного побережий, но, возможно, это определяется неполнотой данных о закавказских фаунах. В караджалгинских осадках продолжалась встречаться пыльца, свидетельствующая о распространении в прибрежной зоне мезофильных хвойно-широколиственных лесов, где доля вечнозеленых и жестколистных растений очень мала. В осадках кашкаратинской свиты Мангышлака встречено много пыльцы теплолюбивых растений, включая пальмы, лавровые, миртовые и др. В закавказской части бассейна Л.А. Панова (Воронина и др., 1991) по нашим образцам в осадках верхней части уплицихской свиты установила заметное изменение состава пыльцы. Эта смена, вероятно, не была прямым следствием климатических изменений, а скорее свидетельствовала о перестройке палеогеографии, которая привела к появлению таксонов, характерных для миоцена: сильнее стала чувствоваться расчлененность рельефа. Для Таджикской депрессии в гиссаракское - шурысайское время данные М.З. Пулатовой (1983) также свидетельствуют о заметной расчлененности рельефа с хорошо выраженными вертикальными поясами растительности, увеличении во времени доли травянистых растений, ксерофитизации комплексов.

Можно сделать вывод о более сухом климате пограничного интервала олигоцена и миоцена и начала миоцена, при котором древесные растения, образующие хвойно-широколиственные леса, занимали подчиненное положение по отношению к полуоткрытым пространствам, занятым кустарниково-травянистыми ценозами. В Предкавказье заметное увеличение содержания в палинокомплексах темнохвойных возможно связано с заметным воздыманием Большого Кавказа в это время.

*Сакараульский бассейн*

*Палеогеография и особенности осадконакопления.* Сакараульский бассейн был регрессивным. Особенно значительно отступило море на северной и восточной окраинах, где на сакараульское время приходится перерыв или континентальное осадконакопление (рис. 6), и морские условия здесь сохранились лишь на территории Западного Копетдага и в отдельных впадинах Южного Приаралья. Регрессивной серией представлены эти отложения в Причерноморском прогибе и в Предкавказье, где в дельтовых отложениях на северном склоне островного массива Западного Кавказа было сформировано Лабинское марганцевое месторождение. В прибрежных участках глинистое осадконакопление сменялось песчаным (в Картлийской депрессии, на территории Западной Грузии и на Копетдаге), но в глубоководных зонах продолжали накапливаться преимущественно глинистые отложения.

Несмотря на регрессивный характер, связи сакараульского водоема с Мировым океаном не только не сократились, но, вероятно, расширились. Несомненно, оставалось достаточно широкое соединение с Западным Паратетисом, по которому происходил обмен фауной между этими водоемами и далее к западу с бурдигальским бассейном Средиземноморья. Такие связи подтверждаются по фауне не только моллюсков, но и остракод: в осадках ольгинской свиты впервые появляется род *Carinivalva* средиземноморского происхождения (Шнейдер, 1968). Однако всех особенностей сакараульской фауны соединение с океаном через Западный Паратетис объяснить не может: в составе сакараульских моллюсков остается много морских, явно аллохтонных форм, которые не являются общими с европейской фауной. Таких видов особенно много среди кардиид, некоторые роды которых в миоцене были более характерны для индо-пацифической фауны, чем для средиземноморской (*Plagiocardium*, *Fragum*). Имелись индо-пацифические элементы и в составе ихтиофауны: род *Aleres* из батисифоновой свиты Восточного Крыма (Банников, 1985). Эти данные заставляют предполагать наличие прохорезов из Индо-персидского региона, тем более что для бурдигальского времени такие связи вполне реальны, так как в раннем миоцене на территории Восточной Турции и Ирана существовал обширный морской бассейн (Lüttig, Steffens, 1975; Steininger, Rögl, Nevešskája, 1985).

*Органический мир.* Моллюски. В северной части водоема на илито-алевритовых грунтах обитали *Palliolium simile*, *Plagiocardium abundans*, *Nucula*, *Nuculana* и др. Комплексы более грубых грунтов не известны.

В южной (закавказской) части бассейна известны, напротив, лишь обитатели песчаных грунтов, где преобладали *Anadara sakaraulense*, *Acanthocardia kupradzei*, *Arctica*, *Glycymeris*, *Fragum*.

Всего в сакараульском бассейне известно около 100 таксонов. Преобладали виды, обитавшие в Восточном Паратетисе и раньше (38) и виды – иммигранты из Западного Паратетиса (34), но значительный вклад в разнообразие вносили и виды, вероятно, индо-персидского происхождения (17). Все известные комплексы представлены полигайнными формами, так что соленость была близка к нормальной.

Комплекс фитопланктона нижнего миоцена обеднен, составляет обычно не более 5% от общего количества палиноморф. Видовое разнообразие невелико (вряд ли более 50 видов), однако в его составе уже заметную роль начинают играть миоценовые таксоны, принадлежащие родам *Tuberculodinium*, *Paleocystodinium*, *Melitosphaeridium*.

*Климат.* Сакараульская фауна моллюсков – это несомненно самая теплолюбивая фауна из известных в Восточном Паратетисе после эоцена. Наряду с субтропическими формами, здесь впервые появились виды родов, современные представители которых обитают лишь в тропических водах (*Fragum*, *Discors*). Кроме того, крупные размеры моллюсков и богатство комплексов также свидетельствуют об очень тепловодных условиях. Имеются и палинологические доказательства резкого потепления климата и обогащения растительности: в наших образцах разреза Гори-Уплицихе в сакараульской части разреза Л.А. Пановой обнаружены очень богатые комплексы с разнообразной субтропической флорой и многочисленными экзотическими формами, свидетельствующие о сезонном, жарком климате. На северном побережье моря столь заметных изменений палинокомплексов не произошло. Здесь, по заключению В.В. Коралловой (1982), по-прежнему чувствуется фитогеографическое единство с бореальными флорами побережий Северного моря, с преобладанием мезофитных арктотретичных хвойных и широколиственных элементов. Восточнее наряду с лесной флорой существовала растительность саванного типа с ксерофитными элементами и значительным участием *Ephedra* (Заклинская, 1958). Большая сухость климата обусловила замещение таксоидиевых лесов сосновыми (Ахметьев, Ильинская в кн.: Стратиграфия СССР, 1986, т. 2, с. 364). Сезонный летнесухой теплый климат был в прибрежной зоне, ограничивающей Паратетис с востока. Здесь в полуотшнурованных лагунах накапливались карбонатные и глинисто-карбонатные отложения аральской свиты s.l.

*Коцахурский бассейн*

*Палеогеография.* В коцахурское время бассейн вновь опреснился, в нем, так же как в начале соленовского времени, обитала лишь эндемичная солоноватоводная фауна. По размерам и конфигурации водоема коцахурский бассейн лишь немного отличался от сакараульского: в западной части море продолжало регрессировать и почти

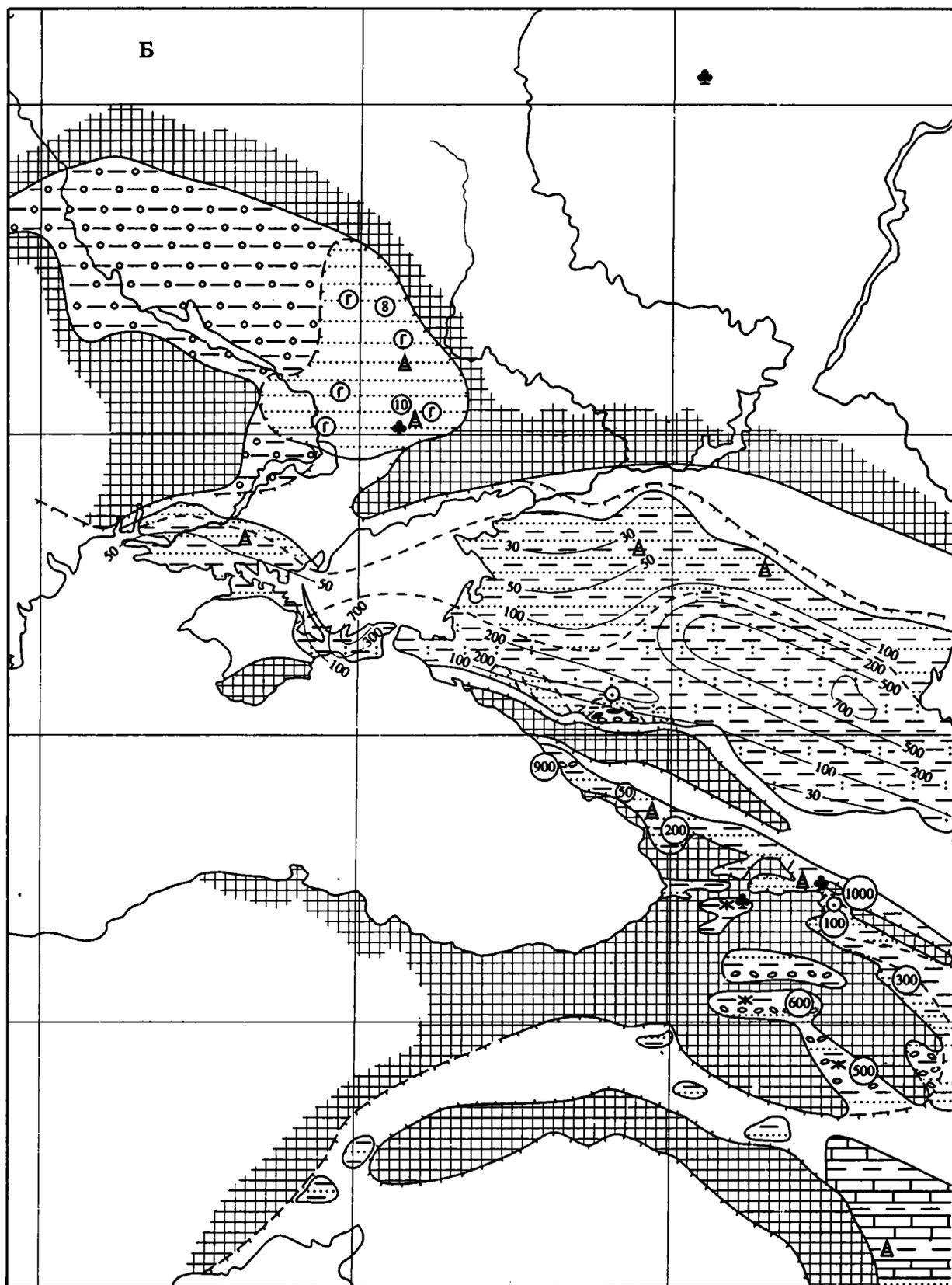


Рис. 6. Бассейны начала раннего миоцена.

А – палеогеографическая схема Паратетиса и окружающих бассейнов; Б – литолого-фациальная карта караджалгинско-сакараульского бассейна.

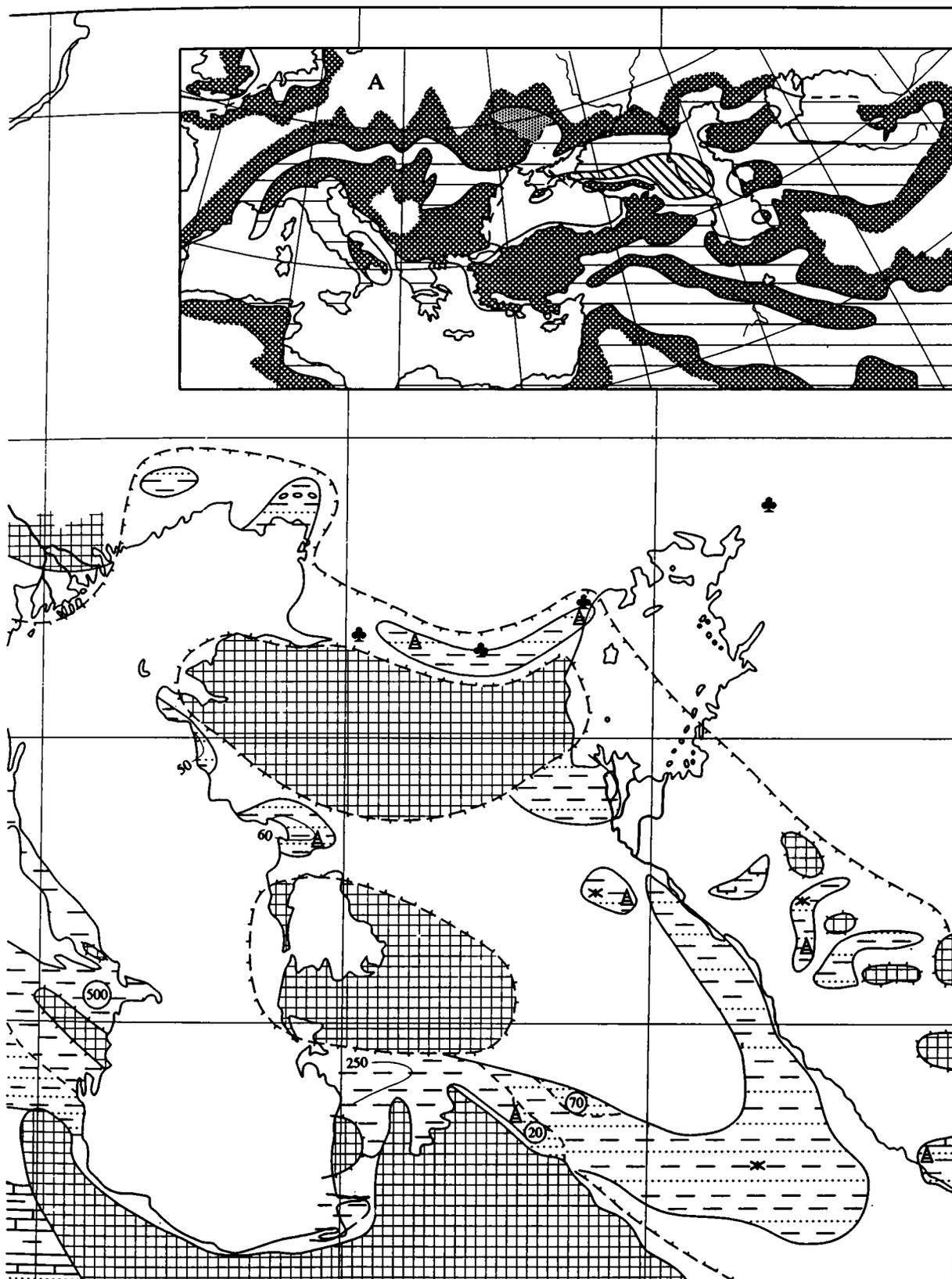


Рис. 6. Окончание.

исчезло в пределах Причерноморского прогиба, тогда как на северо-восточной окраине в уступской части бассейна аналоги коцахурских отложений, напротив, ложатся трансгрессивно.

Западный Паратетис в это время также был обособленным, регрессивным бассейном, который распался на четыре водоема (Seneš (ed.), 1973), однако присутствие общих солонатоводных форм в этих водоемах и в Восточном Паратетисе заставляет предполагать наличие эпизодических связей между ними (Попов, Воронина, 1983).

Несмотря на резкое изменение гидрологического режима, характер осадконакопления в основной акватории водоема не изменился, и литологически отложения этого возраста не отличаются от подстилающих. По-видимому, продолжало существовать сероводородное заражение бассейна. В прибрежных частях, так же как в сакараульское время, были широко распространены песчаные осадки.

*Органический мир.* Состав моллюсков, известных для северной окраины водоема, крайне беден. Резко доминировавшим видом был вид *Rzehakia dubiosa*, вместе с которым иногда находят остатки кардиид. Присутствие в коцахурском бассейне специфических солонатоводных родов (*Ergosodaspa*) и лишь самых эвригалинных – лагунных родов морского происхождения *Cerastoderma*, *Corbula* (*Lenticorbula*), *Siliqua* свидетельствует не только об опресненности коцахурского водоема, но и о нарушенном составе солей. Вымирание в начале коцахурского времени даже таких эвригалинных родов, как *Mytilus* и *Parvicardium*, позволяет предполагать условия, близкие к современным условиям Каспийского моря, и соленость не выше 10 - 14‰. Комплекс органического фитопланктона из коцахурских отложений пока не изучен.

*Климат.* Эндемичный состав коцахурской фауны моллюсков не дает оснований для климатических реконструкций. По палинологическим данным климат был близок к таковому в сакараульское время, но еще более сухой. Большая роль травянистых растений в палиноспектрах указывает на начальную стадию развития степных ассоциаций (Ахметьев, Ильинская в кн.: Стратиграфия СССР, 1986). К востоку от Паратетиса в Приаралье и Тургае были развиты склерофильные лиственные леса с участием буковых (каштан, дуб), ясеня, фисташки, лапины и др. В палиноспектрах кушукских слоев Тургая много трав и эфедры. Климат этого времени был, вероятно, сходен с современным климатом Восточного Средиземноморья.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Восточный Паратетис в олигоцене - раннем миоцене явился ареной грандиозного по масштабам рудообразования. Он (Паратетис) составляет

крупнейшую в фанерозое провинцию промышленных марганцевых руд, а также включает уникальные по своей природе месторождения сульфидно-фосфорной ураново-редкометалльной рудной формации, представленные пластовыми скоплениями костного детрита рыб и сульфидов железа с редкими землями, ураном, скандием, рением, никелем, кобальтом, молибденом и другими элементами. Подобные промышленные рудные образования не имеют аналогов в мировой практике. Среди прочих рудных накоплений известны оолитовые железные руды, а из горючих – газ и нефть.

Стратиграфический контроль рудных концентраций в настоящее время авторам представляется в следующем виде (в объеме региоярусов):

1. Пшехский: марганцевые месторождения Южной Украины (Никопольский район), Грузии (Чиатурский район), Мангышлака и Болгарии (Варненский район); ураново-редкометалльные проявления Волго-Дона (Черные Земли) и Закаспия (п-ов Бузачи); проявление железных руд в Северном Приаралье.

2. Соленовский: железорудные проявления Северного Приаралья.

3. Калмыцкий: ураново-редкометалльные месторождения Закаспия (Мангышлак) и Волго-Дона (Ергени), железорудные месторождения Северного Приаралья, возможно, частично регенерированные.

4. Сакараульский: Лабинское марганцевое месторождение на Северном Кавказе, ураново-редкометалльные проявления Предкавказья.

Наиболее крупные концентрации руд сосредоточены на двух стратиграфических уровнях – пшехском и калмыцком, что указывает на проявление уникальных эпох рудообразования: раннеолигоценый марганцеворудной и позднеолигоценый ураново-редкометалльной.

Тектонические движения раннего олигодена составляют полный цикл, начавшийся интенсивными опусканиями большой амплитуды и завершившийся относительным выравниванием морфологии морского дна. При этом тектонические движения имели дифференциальный характер, что определялось главным образом высокой подвижностью областей прогибов (глубоководных котловин). Грандиозная вспышка марганцевого рудообразования приурочена к периоду смены направленности тектонических движений от опусканий к воздыманиям. С началом поднятия дна глубоководных котловин совпадает трансгрессивное наступление моря в марганцеворудных районах Украины и Грузии, а также проявление рудообразующих процессов с залеганием марганценосных образований зачастую непосредственно на корях выветривания кристаллических пород. Совмещение процессов трансгрессии и рудообразования может быть связано с вытеснением вод из котловин, подъемом глубинных сероводородных

марганценосных растворов на шельфовые, прибрежные площадки, где на окислительном (кислородном) барьере происходило выпадение гидроксидов марганца. Подобная историко-геологическая модель марганцевого рудообразования позволяет более определенно судить о синхронности проявления рудообразующих процессов в весьма удаленных друг от друга районах Восточного Паратетиса (Украина, Грузия, Мангышлак, Болгария), где они приурочены к отложениям основания зоны *Spirolectamina carinata*.

Такое стратиграфическое положение марганцеворудного горизонта было подтверждено и исследованием органикостенного фитопланктона в районах Никополя и Мангышлака. Удалось установить, что накопление рудного вещества происходило в интервале зоны *Wetzeliella symmetrica*, включая переходные слои к зоне *W. gochti* (табл. 2). С этим интервалом связано появление в массовом количестве в составе фитопланктона *Micrhystridium* – показателя обмеления и увеличения притока пресных вод, возможно с одновременной дополнительной доставкой марганцесодержащих компонентов. Появление в фитопланктонном комплексе в большом количестве *Deflandrea* и цист ветцелиелловой группы, толерантных к солености, может указывать и на частые флуктуации солевого режима бассейна, что не приводило к гибели этих таксонов. Хотелось бы обратить внимание, что в это время в прибрежной зоне, а также в низовьях речных долин, в которые ингрессировали морские рудавы, происходило формирование железных руд.

Итак, раннеолигоценовая эпоха марганцевого рудообразования несомненно связана с активным проявлением тектонических процессов, с проседанием котловин по глубинным разломам. Последние могли являться каналами поступления гидротермальных марганценосных растворов, обогащавших сероводородные воды растворенным марганцем.

Позднеолигоценовый тектонический цикл в принципиальном отношении повторил раннеолигоценовый, но отразил иную ураново-редкометалльную рудную эпоху. Пространственное положение этих месторождений более ограниченное – они тяготеют в основном к северной периферии глубоководной котловины Восточного Предкавказья–Среднего Каспия (Южный Мангышлак, Волго-Дон), к системе островных поднятий и отмелей внешней части шельфовой области. Проблема формирования данного уникального типа месторождений еще более загадочна, осложняется чисто биологическими факторами, связанными с решением вопросов прижизненного скопления рыб, причин их массовой гибели, особенностей последующей переработки и концентрации биомассы в виде многочисленных пластово-линзовидных тел костного детрита рыб большой протяженности (до 20 - 30 км) и значительной мощности (до нескольких метров). Костная масса цементи-

руется глинисто-сульфидным материалом, где кроме пирита (до 20 - 25%) содержатся рений, никель, кобальт, молибден, скандий; в костном фосфате концентрируются редкоземельные элементы, уран и скандий. Отсутствие геологических аналогов подобным рудным образованиям, естественно, осложняет решение генетических проблем. Несомненно одно, что их формирование, так же как и марганцевых месторождений, связано с палеотектоническими, палеогеографическими и историко-геологическими особенностями глубоководной области Восточного Паратетиса, с сероводородным заражением вод, которое могло быть как причиной массовой гибели рыб, так и их сохранности в ископаемом состоянии и концентрации в них различных рудных элементов.

В краевых частях бассейна формировались накопления оолитовых железных руд (Северное Приаралье), где отчетливо проявлен иной, “коровый” источник металла (Формозова, 1959). Следует также отметить, что рудообразование здесь было растянуто на весь олигоценовый период развития бассейна, тогда как по краям глубоководной области рудный процесс был относительно кратковременным.

## ВЫВОДЫ

1. Авторами изучены разрезы верхнеоценовых и олигоцен-нижнемиоценовых (майкопских) отложений Причерноморья, Предкавказья, Волго-Донского района, Закавказья и Закаспия, Устюрта, Приаралья, их литология и ископаемые организмы: моллюски, диноцисты, споры, пыльца и листовая флора.

2. С учетом всех новых данных по событийной геологической истории разработана унифицированная стратиграфическая схема олигоцена - нижнего миоцена Восточного Паратетиса.

3. Составлены литолого-фациальные карты и палеогеографические схемы для позднеоценового (белоглинского), раннеолигоценовых (пшехского и соленовского), позднеолигоценового (калмыцкого) и раннемиоценового (сакараульского) бассейнов.

4. Более детально, чем в работах предшествующих авторов, восстанавливаются гидрологический режим бассейнов, трансгрессивно-регрессивные циклы, температурные условия, климат окружающей суши.

5. Как и в последующей неогеновой истории Восточного Паратетиса, в олигоцене развитие биоты определялось характером соединения с Мировым океаном. Но, вероятно, даже при наиболее затрудненной связи с океаном в соленовское время полного замыкания бассейна не происходило.

6. Коренным отличием майкопского бассейна от более поздних было наличие резкой тектонической и морфологической дифференциации

отдельных его частей с формированием некомпенсированных прогибов как в раннем, так и более ограниченно в позднем олигоцене. Наличие глубоководных котловин при интенсивном речном стоке приводило к резкой стратификации вод, неоднократному возникновению стагнационных условий и накоплению колоссальных масс неразложившегося органического вещества.

7. Это своеобразие майкопского бассейна привело к формированию уникальных залежей полезных ископаемых: марганцевых руд в раннем олигоцене, ураново-редкометалльных в позднем олигоцене, оолитовых железных в основном в середине олигоцена. Все месторождения имеют четкую палеогеографическую приуроченность к элементам палеорельефа и фациям.

8. Фазы потепления климата и его большая континентализация, отчетливо выраженная сезонность падают на периоды затрудненной связи Паратетиса и Мирового океана. В условиях устойчивой связи с Тетисом климат также становился теплым, но был гумидным.

Статья выполнена по программе проектов № 326 МПГК "Переход от олигоцена к миоцену в Северном полушарии" и № 329 "Неоген Паратетиса".

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Андреева-Григоревич А.С.* Распределение цист динофлагеллят в майкопской толще северного Ставрополя // Палеонтол. сб. № 17. Львов: Вища школа, 1980. С. 74 - 79.

*Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Климаты олигоцена Крымско-Кавказской области и Казахстана // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 3. С. 3 - 16.

*Бронева В.А., Жилин С.Г.* Олигоценые отложения Северного берега залива Перовского (Аральское море) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1967. Т. 123. С. 74 - 100.

*Воронина А.А., Попов С.В.* Соленовский горизонт Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 41 - 53.

*Воронина А.А., Кургалимова Г.Г., Попов С.В., Семенов Г.И., Столяров А.С.* Биостратиграфия и фациальные особенности майкопских отложений Волго-Донского региона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С. 39 - 50.

*Воронина А.А., Попов С.В., Панова Л.А. и др.* Стратиграфия майкопских отложений Восточной Грузии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 19 - 33.

*Вялов О.С.* Схема деления палеогена Кавказа // Докл. АН СССР. 1940. Т. 26. № 6. С. 599 - 604.

*Вялов О.С.* О сводном подразделении майкопской толщи // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 23 - 35.

*Давиташвили Л.Ш.* Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции // Л.-М.: Госнаучтехиздат, 1933. 168 с.

*Данильченко П.Г.* Основные комплексы ихтиофауны кайнозойских морей Тетиса // М.: Наука, 1980. С. 175 - 183.

*Жижченко Б.П.* Материалы к разработке унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга Европейской части СССР и Северного Кавказа // Тр. ВНИИГАЗ. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1953. С. 183 - 224.

*Заклинская Е.Д.* Типы спорово-пыльцевых спектров палеогеновых отложений различных физико-географических провинций // Материалы по истории флоры и растительности СССР. Вып. III. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 42 - 61.

*Запорожец Н.И.* Палинокомплексы и комплексы фитопланктона верхнеэоценовых и олигоценых отложений скважины № 1 (пос. Ланджар, Армения) // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: Препринт ГИН РАН, 1989. С. 85 - 103.

*Козяр Л.А.* Расчленение и корреляция разрезов майкопских отложений Ставрополя по данным споропыльцевого анализа. М.: Гос. ИНТИ, 1959. 84 с.

*Кораллова В.В.* Палинокомплекс сакараульского регоюра и его аналогов юга Европейской части СССР // Стратиграфия кайнозоя Сев. Причерноморья и Крыма. Днепрпетровск: ДГУ, 1982. С. 40 - 45.

*Корнилова В.С.* Очерк истории флоры и растительности Казахстана // Растительный покров Казахстана. Алма-Ата, 1966. Т. 1. С. 37 - 190.

*Коротков С.Г.* Краткий обзор палеогеновых отложений Кубанской нефтеносной области // Нефтяное хозяйство. 1935. № 4. С. 28 - 35.

*Крашенинников В.А., Музылев Н.Г.* Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа // Вопросы микропалеонто. 1975. Вып. 18. С. 212 - 224.

*Кунаев М.С.* Палеомагнетизм эоценовых - олигоценых отложений Туранской плиты: Автореф. канд. дис. Алма-Ата: Ин-т геологии АН Казах. ССР, 1990. 20 с.

*Мерклин Р.Л.* Горизонты средне- и верхнеолигоценых отложений юга СССР // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144. № 2. С. 420 - 423.

*Мерклин Р.Л.* Определитель двустворчатых моллюсков олигоцена юга СССР. М.: Наука, 1974. 72 с.

*Миронова Л.В., Овечкин Н.К., Яркин В.И.* Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья. Л.: ВСЕГЕИ, 1962. 214 с.

*Молостовский Э.А.* Шкала магнитной полярности мезозоя и кайнозоя и ее значение для стратиграфии (по материалам Западной части СССР): Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук М.: МГРИ, 1986. 35 с.

*Музылев Н.Г., Табачникова И.П., Воронина А.А.* Раннеолигоценый этап опреснения в бассейнах Паратетиса // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 5. С. 39 - 51.

*Панова Л.А.* Флора и растительность на рубеже палеогена и неогена юга СССР (по палинологическим данным) // Жизнь на древних континентах, ее становление и развитие. Тр. 23 сес. ВПО. Л., 1981. С. 88 - 98.

*Попов Г.И.* Онкофоровые отложения в олигоцене Северного Прикаспия и Нижнего Дона // Научн. докл. Высш. школы, геол.-геогр. науки. 1959. № 1. С. 55 - 57.

*Попов С.В., Воронина А.А.* Коцахурский этап развития Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 58 - 67.

*Попов С.В., Титова Л.В.* Двустворчатые моллюски аналогов соленовского горизонта Грузии // Палеонтол. журн. 1982. № 4. С. 36 - 48.

- Попов С.В., Ильина Л.Б., Николаева И.А. Моллюски и остракоды соленовского горизонта Восточного Паратетиса // Палеонтол. журн. 1985. № 1. С. 28 - 41.
- Прокопов К.А. Главнейшие результаты работ в области Ставропольского поднятия // Тр. Геол. службы Грознефти. 1937. Вып. 8. С. 17.
- Пулатова М.З. Фитораионирование позднеэоцен-олигоценых бассейнов Таджикской депрессии по палеонтологическим данным // Биогеогр. райониров. Южного Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1983. С. 229 - 251.
- Раюшкина Г.Р. Флора Кумбулака // Олигоценовая флора Чукусинской синклинали (Сев. Приаралье). Алма-Ата, 1983. 75 с. Деп. в ВИНТИ 16.11.83. № 6453-83.
- Семенов Г.И. Новая межрегиональная стратиграфическая схема майкопских отложений Центрального Предкавказья, Ергеней, Мангышлака // Тез. 3 конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1968. С. 18 - 19.
- Семенов Г.И., Столяров А.С. О корреляции разрезов разнофациальных отложений олигоцена Мангышлака и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45. Вып. 1. С. 84 - 95.
- Семенов Г.И., Столяров А.С. Вопросы стратиграфии майкопских отложений Волго-Донского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. № 2. С. 70 - 83.
- Столяров А.С. Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 64 - 80.
- Столяров А.С., Ивлева Е.И. О необычной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полезн. ископаемые. 1989. № 1. С. 52 - 65.
- Столяров А.С., Ивлева Е.И. Металлоносные залежи костного детрита рыб в майкопских отложениях Ергенинского рудного района // Литология и полезн. ископаемые. 1991. № 6. С. 70 - 83.
- Стратиграфический словарь / Борисьяк А.А. (ред.). Л.-М., 1937. 250 с.
- Стратиграфия СССР. Неогеновая система / Мура-тов М.В., Невеская Л.А. (ред.). М.: Недра, 1986. Тома I, II. 420 с., 443 с.
- Тер-Григорьянц Л.С. Фораминиферы майкопских отложений Ставрополья и их стратиграфическое значение // Майкопские отложения и их возр. аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 36 - 51.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника Черноморской впадины // Геотектоника. 1985. № 6. С. 3 - 20.
- Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья // Тр. ГИН АН СССР. 1959. Вып. 20. 458 с.
- Шнейдер Г.Ф. Этапы развития остракод в неогеновую эпоху Понто-Каспийского бассейна // Proc. I PU. 23 Intern. Geol. Congr. Paris, 1968. P. 211 - 216.
- Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГРИ. 1970. Вып. 70. 255 с.
- Baldi T. The early history of the Paratethys // Föld. Közlöny. 1980. V. 110. № 3 - 4. P. 456 - 471.
- Baldi T. Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungari. Budapest: Acad. Kiado, 1986. 178 p.
- Lüttig G., Steffens P. Paleogeographic atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene. Hannover, 1975. 64 p.
- Rusu A. Stratigrafia depozitelor oligocene din nord-vestul Transilvaniei // Anu. Inst. Geol. Geofiz. 1977. V. 51. P. 69 - 223.
- Rusu A. Remarks on Oligocene chrono- and biostratigraphy in Transilvania (Romania) // Anu. Inst. Geol. Geofis. 1983. V. 59. P. 229 - 237.
- Rusu A. Oligocene events in Transilvania (Romania) and the first separation of Paratethys. D.S. Inst. Geol. Geofiz. 1988. V. 72/73. P. 207 - 223.
- Seneš I. (ed.). Ottngangien. Bratislava: VEDA. 1973. 841 p.
- Steininger F.F., Rögl F., Nevešská L.A. Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Vienna, 1985. 102 p.
- Voronina A.A., Popov S.V. Main features of the evolution of the Eastern Paratethys in the Oligocene and Lower Miocene // Ann. Univ. Sci. Budapest. Sect. Geol. 1985. V. 25. P. 87 - 97.

УДК 56:581:551.782(571.63)

## ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И РАДИОМЕТРИЧЕСКОЕ ДАТИРОВАНИЕ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

© 1993 г. Б. И. Павлюткин, С. С. Ганзей, В. С. Пушкарь, Т. И. Петренко

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН,  
690032 Владивосток, ул. Радио 7, Россия

Поступила в редакцию 13.06.91 г.

Установлен палеогеновый возраст спорово-пыльцевых спектров из стратотипических разрезов тавричанского и приханкайского горизонтов (п-ов Речной, Реттиховка), что не соответствует официально принятой точке зрения об их миоценовом возрасте. На основании геологических данных, результатов спорово-пыльцевого и диатомового анализа, а также радиометрических датировок по трекам от деления урана показано, что эквивалентом миоцена в данном районе следует считать тефроидную толщу. Она характеризуется пестрым литологическим составом (галечники, пески, алевролиты с линзами лигнитов и бурого угля) при обилии пирокластике. Полученные датировки охватывают интервал 10.8 - 25.3 млн. лет назад. Осадки, отвечающие наиболее оптимальной фазе миоцена, не обнаружены, возможно, из-за неполноты изученных разрезов.

Миоценовые континентальные отложения, выполняющие эрозионно-тектонические впадины Юго-Западного Приморья, разделены на три комплекса, отвечающие следующим региональным горизонтам (снизу): тавричанскому (первая половина нижнего миоцена), приханкайскому (вторая половина нижнего миоцена - средний миоцен) и усть-суйфунскому (верхний миоцен). Это положение зафиксировано в решениях Межведомственного стратиграфического совещания, проходившего в 1978 г. во Владивостоке (Решения ..., 1982).

Стратотипом тавричанского горизонта является нижняя (песчаносланцевая) толща усть-давыдовской свиты, обнажающаяся в береговых обрывах п-ва Речного в окрестностях Владивостока. В качестве стратотипа приханкайского горизонта принята угленосная толща, вскрытая Реттиховским буроугольным карьером. На уровне этого горизонта рекомендуется помещать (лигнитовую) толщу усть-давыдовской свиты (Решения ..., 1982). Что касается усть-суйфунского горизонта, то он имеет ареальный стратотип, географически связанный с нижним течением р. Раздольной.

Однако подобная стратиграфическая схема принимается далеко не всеми исследователями. В частности, М.А. Ахметьев, Г.М. Братцева (1973), Н.С. Громова (1984) высказываются в пользу олигоценового возраста угленосной толщи Реттиховки, включая ее флоросносные слои как основной объект палеоботанических исследований. Т.Н. Болотникова (1988) сопоставляет ее с верхнеэоцен-нижнеолигоценовыми отложениями Дау-

бихинской (Арсеньевской) впадины. Мнение о палеогеновом возрасте тавричанского и приханкайского горизонтов на п-ве Речном (усть-давыдовская свита) высказывалось в разное время Б.М. Штемпелем (1926), Р.С. Климовой (1971), М.А. Ахметьевым (1974). В одной из последних работ по стратиграфии неогена Приморья (Кундышев, Верховская, 1990) определенно высказано мнение о постоптимально-эоценовом возрасте отложений в разрезе на п-ве Речном. Не углубляясь в подробный анализ перечисленных публикаций, отметим лишь, что полученные нами достаточно представительные палинологические материалы по разрезам Реттиховки и Усть-давыдовской свиты п-ва Речного, несмотря на некоторые региональные различия, однозначно указывают на их палеогеновый возраст. Об этом свидетельствует прежде всего большая роль в спектрах разнообразных представителей семейства буковых, включая присутствие специфических, характерных для палеогена, видов рода *Quercus*: *Q. graciliformis* Boitz., *Q. gracilis* Boitz., *Q. conferta* Boitz., *Q. forestdalensis* Tr., *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil. (при численности в спектрах от "единично" до 3.6%), пыльцы родов *Fothergilla*, *Corylopsis*, *Hamamelis*, *Sycopsis*, *Disanthus*, *Laurus*, *Platanus* (до 4.9% у отдельных представителей группы), а также пыльцы, определяемой по искусственной классификации и характерной для палеогеновых отложений: *Triatriopollenites aroboratus* Pfl., *T. confusus* Zakl., *T. plicoides* Zakl., *Tricolporollenites liblarensis* (Th. et Pfl.) subsp. *falax* (R. Pot.) et Pfl., *Tricolporopollenites cingulum* (R. Rot.) Th. Pfl. subsp. *fuscus* (R. Pot.) Th. et Pfl., *T. pseudocingulum* (R. Pot.) Th. et Pfl., *Rhoipites* sp. (с оценкой преимущественно "единично").

Следовательно, имеются серьезные основания усомниться в принадлежности осадков тавричанского и приханкайского горизонтов к миоценовым отложениям, причем проблема не сводится только к возрастной позиции разрезов Реттиховки и п-ва Речного. Положение осложняется тем, что в практике геологического картирования широкое распространение получила точка зрения об одновозрастности указанных разрезов с углелигнитосодержащими толщами других впадин западного Приморья. Ее разделяли многие исследователи, включая часть авторов данной работы (Павлюткин и др., 1984). Однако в настоящее время эта идея находится в явном противоречии с новыми данными, полученными по спорово-пыльцевому, диатомовому и трековому анализам.

Кроме отложений Реттиховки и п-ва Речного нами была изучена серия разрезов в Пушкинской, Воздвиженской и Чихезской (Павловской) впадинах (рис. 1). Использовался керновый материал скважин и данные по карьерам. При этом применялись как комплекс методов литологической корреляции, изучение диатомей, спор и пыльцы, так и радиометрическое датирование пепловых прослоев по трекам деления урана. Полученные результаты указывают на четкое возрастное отличие изученных разрезов от стратотипов тавричанского и приханкайского горизонтов и их вероятную эквивалентность миоценовому этапу в геологической истории Приморья. Слагающие их осадки выделяются в самостоятельную толщу, названную тефроидной (Павлюткин и др., 1988). Ее облик характеризует литологическая пестрота (от пелитов до грубых псефитов), обилие пирокластического материала, оригинальная смена окраски от сине-зеленой в свежем состоянии в кернах до желтовато-белесой при продолжительном экспонировании пород, присутствие мало-мощных пластов бурого угля и лигнитизированных древесных остатков и, наконец, быстрая литологическая изменчивость разрезов по латерали. Перечисленный набор признаков позволил нам уже на стадии полевых исследований провести сопоставление изученных разрезов, результаты которого с учетом лабораторных данных отражены на предлагаемой схеме корреляции (рис. 2).

В ходе изучения многочисленных частных разрезов было установлено, что тефроидная толща во впадинах юго-западного Приморья залегает со стратиграфическим перерывом и несогласием эрозионного типа на разновозрастных образованиях (от меловых алевролитов и песчаников до угле-лигнитоносных толщ усть-давыдовской свиты). В свою очередь, толща перекрыта плиоцен-четвертичными отложениями преимущественно аллювиального генезиса либо галечниками верхнего миоцена.

В литологическом отношении тефроидная толща представлена слабосцементированными туфопесчаниками и туфоалевролитами, витро-



Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

кластическими туфами с прослоями вулканических песков. В разрезах присутствуют также разнозернистые полимиктовые пески и галечники. Отдельные интервалы обогащены лигнитизированной органикой, из них и получены полноценные спорово-пыльцевые спектры. Пласты бурого угля малочисленны и не играют заметной роли в структуре толщи. Вулканическое стекло по показателю преломления отвечает риодацитам (1.495 - 1.500). По данным литологического анализа, содержание его в отдельных прослоях достигает 80%. Используя стекло в качестве исходного материала для радиометрического датирования, мы исходили из предположения о его незначительном переносе водными потоками от центров извержения и крайне малой вероятности переотложения в ходе последующих эрозионно-денудационных циклов. Это подтверждается свежим обликом и слабой окатанностью витрокластов и результатами литологического анализа осадков перекрывающего комплекса.

Для определения радиометрического возраста вулканических стекол по трекам деления урана использовалась монофракция размерностью  $>0.1$  мм. Химическое выявление треков производилось путем обработки концентрированной HF при  $T = 21^\circ\text{C}$  в течение 35 сек., что обусловило образование остроугольных ямок травления треков. При датировании всех образцов использовался метод популяций (Gleadow, 1981). Плотность индуцированных треков определялась путем вычитания плотности спонтанных треков из общей плотности. Выбор данной методики датирования стекол обусловлен тем, что предварительный отжиг спонтанных треков может привести к изменению химических параметров выявления индуцированных треков в

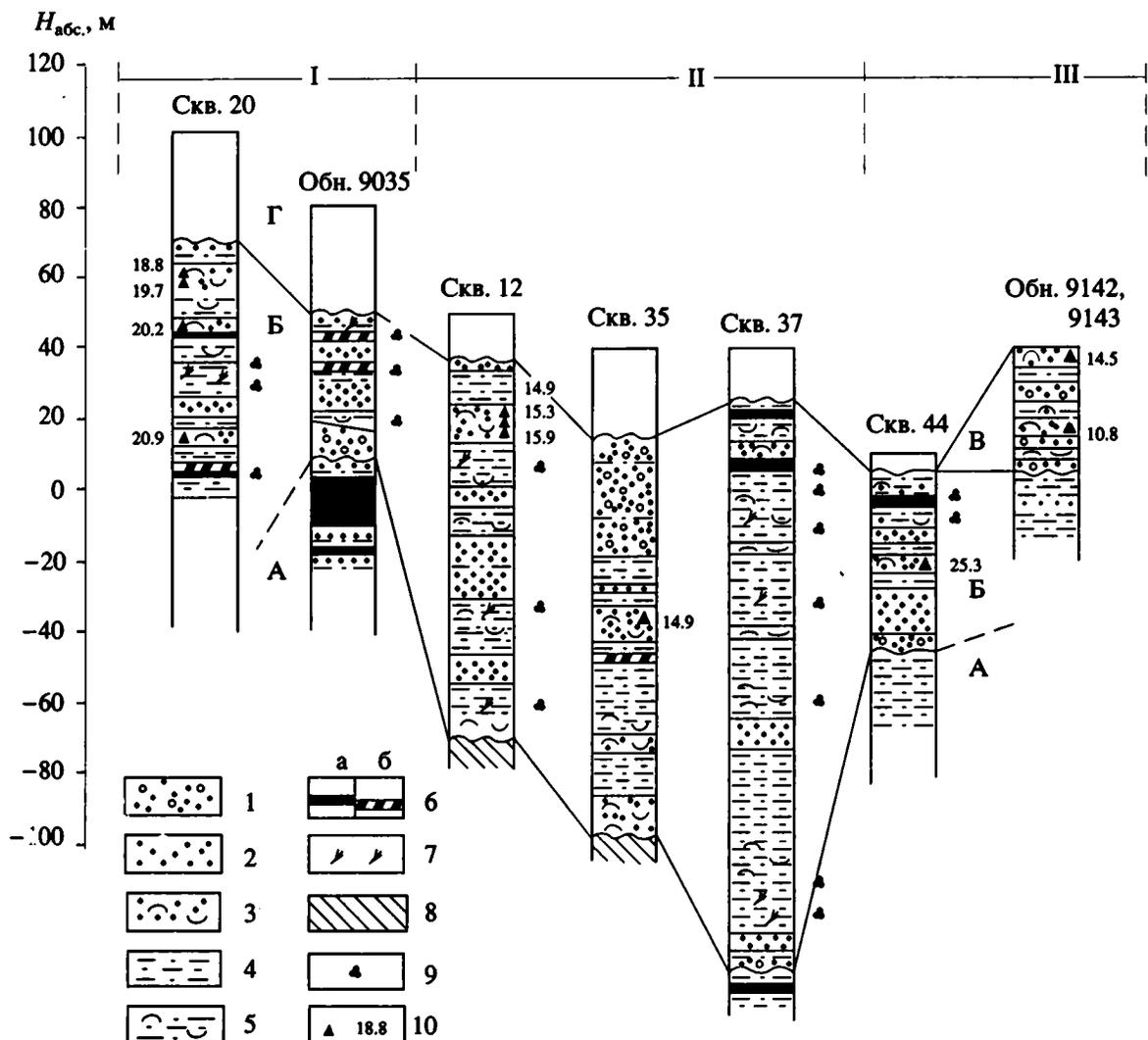


Рис. 2. Схема корреляции изученных разрезов.

1 – галечники; 2 – пески; 3 – пески вулканические; 4 – алевролиты; 5 – туфоалевролиты; 6 – угли (а), лигниты (б); 7 – растительные остатки; 8 – докайнозойские породы; 9 – точки отбора проб на спорово-пыльцевой анализ; 10 – радиометрический возраст в млн. лет по трекам деления урана.

А – донеогеновые образования, Б – тефроидная толща, В – грубообломочные отложения верхнего миоцена, Г – плиоцен-четвертичные отложения.

Депрессии: I – Павловская (Чихезская), II – Воздвиженская, III – Пушкинская.

отожженных образцах, а также к растрескиванию обломков стекол при высоких температурах (Ганзей, 1981).

Во всех анализированных пробах отмечены более низкие средние размеры спонтанных треков по сравнению с индуцированными. Это явление указывает на уменьшение плотности спонтанных треков в результате их естественного залечивания за время геологической жизни минералов. Первоначальные плотности спонтанных треков установлены широко применяемым методом коррекции “по размерам” (Storzer, Wagner, 1970). Все определения возраста выполнены с использованием константы спонтанного деления урана  $\lambda_7 = 7.03 \times 10^{-17}$  лет (таблица).

Следует сразу оговориться, что точное геохронологическое положение нижней границы тефроидной толщи неизвестно, да оно, вероятно, и неодинаково в отдельных частных разрезах. Характер взаимоотношения толщи с подстилающими позднеэоценовыми угленосными образованиями наблюдался в разрезной траншее бурогольного карьера “Павловский-2” (обн. 9035). Из нижних слоев толщи выделены однотипные палиноспектры. Для них характерно преобладание пыльцы покрытосеменных растений над пыльцой голозерных при незначительном участии спор. В группе покрытосеменных отчетливо доминируют представители семейства березовых: *Betula* (4 - 19.3%), *Alnus* (11.6 - 25.3%), *Corylus* (0.9 - 3.0%),

## Радиометрический возраст вулканических стекол тефроидной толщи

Номер образца	Плотность спонтанных треков, $P_s \times 10^4$ тр/см <sup>2</sup>	Число спонтанных треков	Плотность индуцированных треков, $P_i \times 10^5$ тр/см <sup>2</sup>	Число индуцированных треков	Нейтронный поток, $\Phi \times 10^{15}$ тр/см <sup>2</sup>	Возраст (Т), млн. лет	Сохранность треков в природных условиях		Ошибка вычисления возраста, %	Исправленный возраст (Т), млн. лет
							размер	плотность		
12-25	2.4093	461	1.9849	629	1.59	11.0	0.891	0.74	6.13	14.9 ± 0.9
12-30	2.4902	778	1.9053	667	1.63	13.4	0.974	0.88	5.28	15.3 ± 0.8
12-35	1.9728	697	1.6415	983	1.68	12.2	0.908	0.76	4.96	15.9 ± 0.8
91-43	1.6116	351	1.6547	1050	1.83	10.7	0.890	0.74	6.17	14.5 ± 0.9
35-70	1.4622	339	1.2982	780	1.89	12.8	0.960	0.86	6.50	14.9 ± 1.0
20-41	1.3766	498	1.1141	685	1.72	12.8	0.860	0.68	5.91	18.8 ± 1.1
20-43	1.3296	544	1.0377	658	1.74	13.4	0.869	0.68	5.78	19.7 ± 1.1
20-53	2.1471	674	1.3103	1098	1.77	17.4	0.960	0.86	3.85	20.2 ± 0.8
20-81	2.6831	581	1.8026	835	1.79	17.8	0.958	0.85	5.40	20.9 ± 1.1
44-36	2.1471	400	1.5008	667	2.03	17.4	0.867	0.69	6.32	25.3 ± 1.6

*Carpinus* (2.3 - 3.9%), заметно присутствие ореховых (*Juglans* - до 4.2% в отдельных пробах). Семейство буковых отличается весьма высоким содержанием пыльцы каштана (5.4 - 30%) при крайне незначительной роли пыльцы бука и единичных пыльцевых зернах дуба. Группа голосеменных характеризуется преобладанием семейства сосновых при неравномерном (1.3 - 15.0%) содержании таксоидеиных. Среди сосновых явно преобладает *Pinus s/g* *Harpoxylon* (до 24.4%), темнохвойные компоненты флоры представлены довольно скромно. Отмечено полное отсутствие в спектрах пыльцы растений-индикаторов палеогеновых комплексов, выделенных из подстилающих угленосных отложений.

Вулканическое стекло в данном разрезе обнаружено только в очень тонкой (алевропелитовой) фракции, непригодной для радиометрического датирования методом треков.

Более молодые слои тефроидной толщи вскрыты скважиной 44. В полученных из них палиноспектрах по сравнению с вышеприведенными снижается роль пыльцы березовых, но возрастает содержание пыльцы бука (10.2%) при полном отсутствии каштана. Как и в спектрах из обн. 9035, пыльца растений, характерных для палеогеновых разрезов, не установлена. Из керн скв. 44 было проанализировано семь образцов с целью изучения диатомовой флоры. Во всех образцах обнаружено обилие диатомей хорошей сохранности, относящихся к 22 видам и 10 родам. Наиболее представительны виды рода *Aulacoseira* (7 видов), *Actinella* (3 вида) и *Eupotia* (2 вида). В таксономическом отношении диатомовая флора довольно бедная, что свойственно ранним этапам миоценовой эволюции диатомей (Жузе, 1952; Куклина, Моисеева, 1980; Моисеева, 1967; 1974; 1979). Ядро диатомового комплекса формируют *Aulacoseira praegrnulata* (Jousé) Moiss. var. *praegrnulata* + var.

*curvata* (60%), *A. jouseana* Moiss. (8%), *A. distans* var. *ovata* Iwahashi (20%), *Actinella brasiliensis* Grun. (12%), *Desmogonium guianense* Ehr. f. *antiqua* Lupik. (4%), *Eunotia clevei* Grun. (4%), *Actinella punctata* Levis (8%). Кроме того, встречены *Aulacoseira praedistans* Jouse var. *praedistans*, *A. areolata* Moiss., *Melosira undulata* (Ehr.) Kuetz., *Paralia arenaria* (Moore) Moiss., *Bidduphia levis* Ehr., *Tetracyclus ellipticus* var. *latissimus* Hust., *Fragilaria araulensis* Herib., *Fr. spinosa* Skv., *Actinella pliocenica* var. *tenuissima*, *Desmogonium rabenhorstianum*, *Eunotia praerupta* Ehr., *Navicula americana* Ehr., *Pinnularia borealis* Ehr.

В целом комплекс отражает озерные условия формирования осадков в умеренно-теплом климате. Аналоги комплекса в Приморье не известны. Существенной его чертой является присутствие в больших количествах курватных форм древних авлакозейр, образующих кольцевые колонии, и эллипсоидных *Aulacoseira distans* var. *ovata*. В отношении последнего таксона заметим, что он был описан Ван Ландигамом в миоценовых отложениях штата Орегон (Van Landigham, 1967), а также отмечен как ведущая форма в комплексе диатомей средней части разреза нижнего миоцена бассейна Bes Konak Турции, датированного древнее 13 млн. лет (Servant-Vildary *et al.*, 1986). Подобные овальные авлакозейры отмечены И.Б. Цой из прослоев континентальных отложений в морских толщах возвышенности Ямато в Японском море, предположительно датированных ранним миоценом (Цой и др., 1985).

Описанный комплекс диатомей, явно не отражающих оптимума миоцена, мы относим к предоптимальному времени, а точнее - началу раннего миоцена. Подтверждением этого является полное отсутствие представителей рода *Actinocyclus*, куда включены пресноводные диатомей рода *Coscinodiscus* (= *Pontodiscus*), достоверно известные только с позднего бурдигала (Krebs *et al.*, 1987).

Для слоя вулканического песка с глубины 36 м получена дата  $25.3 \pm 1.6$  млн. лет. Если принять этот результат, то возраст нижних слоев тефроидной толщи будет соответствовать позднему олигоцену. Но поскольку столь древняя датировка единственная и она в определенной степени расходится с палеоботаническими данными, мы принимаем ее с некоторой долей условности. Вероятными аналогами слоев, вскрытых скв. 44, является нижняя часть разреза на западной окраине с. Раздольного (обн. 9142). Полученный из нее комплекс диатомей весьма близок комплексу по скв. 44 и также датируется ранним миоценом (ранний бурдигал).

Осадки, отвечающие более позднему этапу раннего миоцена, вскрыты скв. 20. Полученная из них группа спорово-пыльцевых спектров характеризуется повышенным содержанием пыльцы покрытосеменных растений по отношению к голосеменным и спорам. Структура группы голосеменных сохраняет те же черты, что и у вышеприведенных комплексов. Соотношение в группе покрытосеменных меняется. Увеличивается роль ореховых: *Pterocarya* (до 4.9%), *Juglans* (до 7.8%), *Carya* (до 1.5%), *Engelhardtia* (единично). Появляется пыльца мириковых. Богаче и разнообразнее становится группа субтропических растений: *Moraceae*, *Liquidambar*, *Rhus*, *Plex*, *Reevesia*, *Nyssa*, *Zelkova*. Роль буковых снижается, среди березовых доминирует ольха, указывающая на переувлажнение территории, о чем свидетельствует также присутствие ниссы и обилие таксодиевых. В целом палиноспектры становятся заметно "теплее", хотя и не содержат пыльцы растений-индикаторов палеогеновых флор.

Более разнообразной становится и диатомовая флора (рис. 3). По-прежнему доминируют грубопанцирные *Aulacoseira praegrnulata* (Jousé) Moiss. (до 40%), но большое значение приобретают и *Aulacoseira praedistans* (Jousé) Moiss. + var. *curvata* (до 20%). Появляются: *Aulacoseira italica* (Kuntz.), *Simonzen* var. *italica* (до 10%), *A. areolata* Moiss. (до 5%), *Paralia scabrosa* (Oestr.) Moiss., *P. arenaria* (Moore) Moiss. (до 7%), *Actinocyclus* sp. cf. *Coscinodiscus miocenicus*, *A. sp.* + *A. sp.* cf. *C. lobatus* var. *sibiricus* (3 - 4%)<sup>1</sup>. Более разнообразны виды родов *Tetracyclus*, *Eunotia*, *Achnanthes*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Gomphonema*.

В целом комплекс отражает существование обширного озерного водоема с переменной глубиной до 10 м. На диаграмме (рис. 3) отчетливо видны три пика тропического вида *Actinella brasiliensis* Grun., которые указывают на теплые климатические этапы, сменяющиеся похолоданием и обмелением бассейна, с которым было связано образование бурых углей. Возможно, в данном случае мы имеем дело с начальным этапом климатичес-

кого оптимума миоцена. Судя по второму появлению представителей рода *Actinocyclus*, возраст данных отложений соответствует второй половине бурдигала. Это подтверждается и результатами радиометрического датирования. В изученном интервале установлены три слоя вулканического песка, для которых получены четыре даты:  $18.8 \pm 1.1$ ;  $19.7 \pm 1.1$ ;  $20.2 \pm 0.8$ ;  $20.9 \pm 1.1$  млн. лет. Комплекс диатомей, весьма сходный с охарактеризованными выше (скв. 20, один из пиков с *Actinella brasiliensis*), получен из верхних слоев разреза 9142. Наличие в кровле данного разреза значительного перерыва не позволяет проследить дальнейшую тенденцию в изменении структуры диатомовых комплексов.

Осадки, отвечающие среднему миоцену, вскрыты скважинами 12, 35, 37 (Воздвиженская депрессия). Они отличаются высокой степенью насыщенности пирокластикой. Полученные из них спорово-пыльцевые спектры по основным параметрам близки к описанной выше по скв. 20. Для них также характерно преобладание пыльцы покрытосеменных растений над голосеменными и спорами; ведущая роль в группе голосеменных принадлежит соснам *Pinus* s/g *Harpoxylon* (до 18%), участие пыльцы темнохвойных пород незначительно, изменения в процентном содержании пыльцы *Taxodiaceae* весьма резкие (от "единично" до 22%). Среди покрытосеменных доминирует ольха (до 35.5%) при подчиненной роли остальных представителей семейства березовых. Буковые представлены довольно скромно (*Fagus* - от "единично" до 5%). Пыльца *Quercus* присутствует лишь в отдельных пробах, причем с оценкой "единично". Для нее характерно сходство с пыльцой дуба монгольского. Виды *Quercus*, типичные для палеогена (*Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. forestdalensis*, *Q. conferta*), не установлены. Возрастает роль представителей теплолюбивой флоры. Так, содержание ликвидамбра в отдельных пробах увеличивается до 4.8%.

Для указанных разрезов получена компактная группа радиометрических датировок, охватывающая интервал 14.9 - 15.9 млн. лет, т.е. отвечающих лангию. Более молодые секции среднего миоцена, по нашим материалам, достоверно не установлены.

Переход к верхнему миоцену зафиксирован в группе обнажений 9142, 9143. Географически они расположены рядом. Их разделяют всего 300 м, но в стратиграфическом отношении вскрытые здесь разрезы отделены друг от друга значительным перерывом. Верхние слои разреза 9142, как указывалось, коррелируются по комплексу диатомей с разрезом по скв. 20; толщина галечников с линзовидными прослоями песков, в том числе вулканических и туфоалевролитов (обн. 9143), на основании изучения весьма представительного комплекса листовой флоры отнесена к усть-суйфунской свите, соответствующей одноименному

<sup>1</sup> Систематическое положение видов рода *Actinocyclus* в настоящее время уточняется.

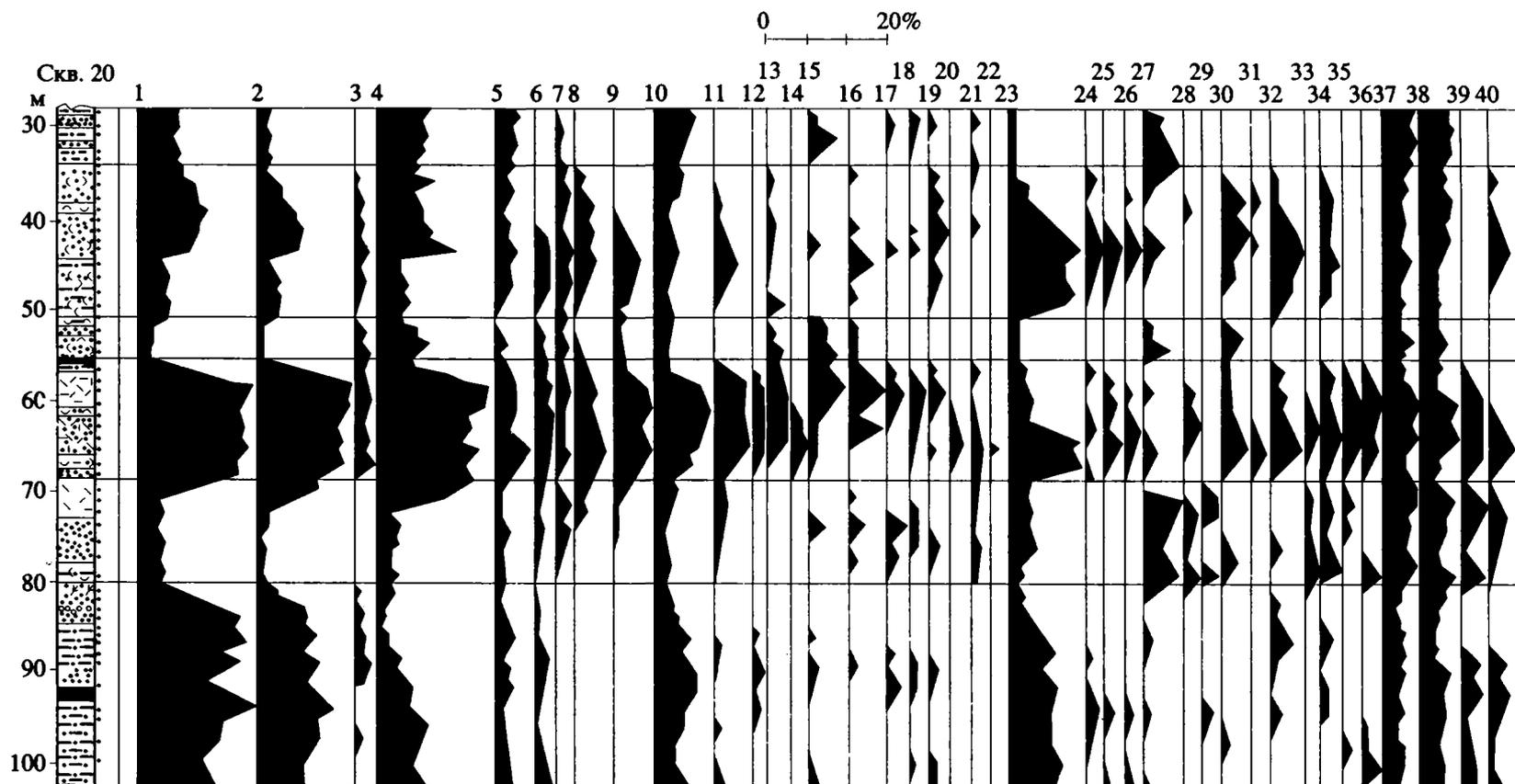


Рис. 3. Диатомовая диаграмма отложений скв. 20.

1 – *Aulacosira praegratulata*; 2 – *A. praegratulata* f. *curvata*; 3 – *A. praegratulata* var. *proxima* f. *curvata*; 4 – *A. praedistans*; 5 – *A. praedistans* f. *curvata*; 6 – *A. distans* var. *ovata*; 7 – *A. praeislandica*; 8 – *Paralia scabrosa*; 9 – *P. arenaria*; 10 – *Aulacosira italica*; 11 – *A. areolata*; 12 – *A. aff. jouseana*; 13 – *Actinocyclus* cf. *Coscinodiscus miocenicus*; 14 – *Actinocyclus* cf. *Coscinodiscus lobatus* var. *sibericus*; 15 – *Tetracyclus lacustris*; 16 – *T. lacustris* var. *elongatus*; 17 – *T. lacustris* var. *latissimus*; 18 – *T. lacustris* var. *strumosus*; 19 – *T. ellipticus*; 20 – *Diatoma costatum*; 21 – *Fragilaria araulensis*; 22 – *F. nitida* var. *nitida*; 23 – *Actinella brasiliensis*; 24 – *A. punctata*; 25 – *Actinella* sp.; 26 – *Desmogonium* sp.; 27 – *Eunotia praerupta*; 28 – *E. clevei*; 29 – *Eunotia* sp.; 30 – *Achnanthes miocenicus*; 31 – *A. pinnata* f. *robusta*; 32 – *Biddulphia laevis*; 33 – *Stauroneis* sp.; 34 – *Navicula americana*; 35 – *N. jimboi*; 36 – *Navicula* sp.; 37 – *Pinnularia mesolepta* var. *stauroneiformis*; 38 – *Pinnularia* sp.; 39 – *Gomphonema miocenicus*; 40 – *G. intricatum* var. *fossilis*.

региональному горизонту (Павлюткин и др., 1985). Детальное опробование галечниковой толщи позволило выявить два комплекса диатомовой флоры. В нижней части разреза (21.4 - 34.5 м) отмечается обилие *Aulacoseira praegratulata* (Jousé) Moiss. + var. *curvata* (до 67%), *Actinella brasiliensis* Grun. (до 22%), участие видов рода *Actinocyclus*. Данный комплекс по обилию тропических элементов (свыше 54%), отсутствию многих бореальных видов родов *Navicula*, *Pinnularia*, *Eunotia* относится к наиболее "теплым" из всех изученных.

Комплекс, обнаруженный в интервале 0 - 21.4 м, существенно отличается от предыдущего. Здесь исчезают представители родов *Actinella*, *Actinocyclus*; нет *Aulacoseira jouseana* Moiss., *A. areolata* Moiss. Появляются первые представители родов *Mesoduction*, *Stephanodiscus*, *Cyclostephanos*. Значительно обновляются рода *Tetracyclus* (*T. lacustris* Ralf + var., *T. chudjakovii* Pushkar, *T. ellipticus* var. *lancea* (Ehr.) Hust. f. *elongata* Must.), *Fragilaria* (*F. bicapitata* var. *lineolata* Moiss., *F. nitzschoides* var. *kamtschatica* Lupic., *F. spinosa* Skv., *F. miocenica* var. *tetranoidis* var. Moiss., *F. transylvanica*), *Eunotia* (*E. delicatula*, *E. majuscula* Moiss., *E. goretzkyi* Churs., *E. nikolskiae* Moiss., *E. polyglaphoides* Sheshuk.), *Achnanthes* (*A. lanceolata* (Bréb) Grun., *A. lapidosa* var. *robusta* Mciss., *A. scutiformis* Moiss.), *Pinnularia* (*P. borealis* Ehr., *P. esox* Ehr., *P. major* (Kuetz.) Cl., *P. mesolepta* var. *stauroneiformis* Grun.), *Gomphonema* (*G. miocenica* Moiss., *G. parvulum* Kuetz.). Доминирует *Aulacoseira praedistans* (Jousé) Moiss.

В целом происходит смена тропическо-субтропического комплекса диатомей на бореальный, что связано с началом похолодания, характерного для позднего миоцена. По своему облику комплекс близок флоре диатомей нижеэрмановской подсвиты и медвежжинской свиты Камчатки (Долматова и др., 1984), которую Е.Г. Лупкина считает аналогом суйфунской (усть-суйфунской, по современным оценкам) свиты юга Приморья, а также нижебелецкого горизонта Белоруссии (Моисеева, 1974; Куклина, Моисеева, 1980; Хурсевич, Логинова, 1980). Слой с *Aulacoseira praedistans* в нижеэрмановской толще зажат между морскими отложениями зоны *Denticulopsis hustedtii* (поздний миоцен). Данные выводы согласуются с радиометрической датировкой в  $10.8 \pm 0.9$  млн. лет, полученной нами ранее из слоя вулканического песка, соответствующего основанию верхнего комплекса диатомей по разрезу 9143 (Павлюткин и др., 1984). Датировка вулканических стекол из кровли разреза 9143 -  $14.5 \pm 0.9$  млн. лет не может быть надежно использована при интерпретации результатов, поскольку в данной пробе наблюдается смесь вулканических стекол, отличающихся по цвету, показателям преломления, величине и плотности треков. По-видимому, значительная примесь более древнего материала исказила конечный результат датирования.

Изучая миоценовые разрезы, мы предполагали обнаружить отложения миоценового климатического оптимума, отчетливо появившегося в разрезах Северо-Востока Азии, на Камчатке (Ахметьев и др., 1984; Лаухин и др., 1984), а также в Северной Америке. Значительное среднемиоценовое потепление в этих регионах зафиксировано по палеоботаническим данным. Оно выражается в обилии пыльцы таксодиевых и буковых. Это так называемый "фагусовый" или "буковый" горизонт. На примере рассмотренных выше разрезов выявить четко выраженный климатический оптимум не удалось. Возможно, это связано с фрагментарностью полученных палинологических данных (многие пробы не содержали спор и пыльцы). Что касается "фагациевых" слоев на западном побережье озера Ханка, то их рекомендовано помещать на уровень, переходный от среднего к позднему миоцену (Решения ..., 1982). К тому же высокое содержание в палиносpectрах из этих слоев пыльцы бука (а в тафофлорах - его отпечатков) сочетается с доминированием пыльцы темнохвойных пород - представителей родов *Picea*, *Tsuga*, *Abies*. Такая структура спектров свидетельствует, скорее, о похолодании и увлажнении климата, обусловивших снижение границы буковых лесов.

Полученные данные позволяют нам сделать следующие выводы:

1. Стратотипические разрезы тавричанского и приханкайского горизонтов имеют палеогеновый (без более дробного подразделения) возраст, а сами указанные горизонты не могут быть приняты в качестве регионального стратиграфического эквивалента ранне-среднемиоценовой эпохи, во всяком случае без дополнительных исследований и согласования результатов различных палеоботанических методов.

2. Радиометрические данные, полученные независимо от палеоботанических исследований, в комплексе с последними позволяют рассматривать тефроидную толщу, имеющую также четкие литостратиграфические критерии, как эквивалент нижнего-среднего миоцена. Возможно, что подошва толщи отвечает геохронологическому уровню несколько более низкому, чем палеоген-неогеновая граница. Возрастное положение кровли тефроидной толщи не установлено.

3. Следов четко выраженного климатического оптимума по данным палинологического анализа в изученных толщах не выявлено. Результаты диатомового анализа указывают на несколько равнозначных рубежей с "теплыми" комплексами. По-видимому, лишь дальнейшие углубленные исследования позволят более определенно ответить на этот вопрос.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахметьев М.А.* Олигоценые и миоценовые флоры юга Дальнего Востока как показатели климатической обстановки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 134 - 143.
- Ахметьев М.А., Братцева Г.М., Климова Р.С.* О возрастных аналогах энгельгардтиевых слоев Корей в Приморье // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. С. 167 - 170.
- Ахметьев М.А., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Челебаева А.И.* Климатический оптимум в неогене Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 8. С. 70 - 78.
- Болотникова Т.Н.* Палинологическая характеристика и возраст угленосных отложений Чернышевского бурогоугольного месторождения (Южное Приморье) // Тихоок. геология. 1988. № 4. С. 101 - 104.
- Ганзей С.С.* Изучение отжига треков в вулканических стеклах для определения их возраста по трекам деления // Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 172 - 177.
- Громова Н.С.* Палинологическая характеристика угленосной толщи кайнозойского разреза Реттиховки (Южное Приморье) // Тр. ВСЕГЕИ. 1984. Вып. 327. С. 94 - 101.
- Долматова Л.М., Лунихина Е.Г., Орешкина Т.В.* Диатомовая флора // Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. С. 67 - 70.
- Жузе А.П.* К истории диатомовой флоры озера Ханка // Тр. Ин-та геогр. АН СССР. 1952. Вып. 51. С. 226 - 252.
- Климова Р.С.* О возрасте стратотипов надеждинской и усть-давыдовской свит // Информ. сборн. ПГУ. Владивосток. 1971. № 7. С. 38 - 40.
- Куклина Т.А., Моисеева А.И.* Сопоставление комплексов диатомовых водорослей Камчатки и юга Дальнего Востока с целью корреляции неогеновых континентальных отложений // Микрофоссилии в нефтяной геологии. Л.: Наука, 1980. С. 141 - 151.
- Кундышев А.С., Верховская Н.Б.* О возрасте кайнозойских отложений полуострова Речной на юге Приморья. Владивосток. 1990. 14 с. (Рукопись деп. в ВИНТИ. № 1580 - В90).
- Лаухин С.А., Жарикова Л.П., Фрадкина А.Ф., Гриценко О.В.* Климатический оптимум миоцена Северо-Востока Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 8. С. 60 - 69.
- Моисеева А.И.* Континентальные неогеновые диатомовые водоросли юга Дальнего Востока и их стратиграфическое значение // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. М.: Наука, 1967. С. 276 - 279.
- Моисеева А.И.* Пресноводные диатомовые водоросли неогена Юга Дальнего Востока // Диатомовые водоросли СССР, 1974. Л.: Наука, Т. 1. С. 196 - 198.
- Моисеева А.И.* Диатомовая флора флороносных слоев Реттиховки (Западное Приморье) // Палеонтология и стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 69 - 79.
- Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Короткий А.М.* Возраст усть-суифунской и усть-давыдовской свит (Южное Приморье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 5. С. 128 - 132.
- Павлюткин Б.И., Климова Р.С., Царько Е.И.* Новые данные по флоростратиграфии позднего миоцена Юго-Западного Приморья // Сов. геология. 1985. № 2. С. 47 - 55.
- Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Белянина Н.И.* Новые данные о возрасте суифунской и усть-суифунской свит (Западное Приморье) // Тихоок. геология. 1988. № 4. С. 92 - 100.
- Решения третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток. 1978. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982. 183 с.
- Хурсевич Г.К., Логинова Л.П.* Ископаемая диатомовая флора Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1980. 122 с.
- Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Горюва Н.Т., Терехов Е.П.* О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато (Японское море) // Тихоок. геология. 1985. № 3. С. 50 - 55.
- Штемпель Б.М.* Отчет о геологических исследованиях осенью 1924 года // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Владивосток: Книжное дело, 1926. Вып. 45. С. 3 - 86.
- Gleadow A.J.W.* Fission track dating methods: what are the real alternatives? // Nucl. Track. 1981. V. 5. № 1 - 2. P. 3 - 14.
- Krebs W.N., Plat-Bradbury J., Theriot E.* Neogene and Quaternary lacustrine diatom biochronology. Western USA // Palaios. 1987. № 2. P. 505 - 513.
- Servant-Vildary S., Paicheler J.C., Semelin B.* Miocene lacustrine diatoms from Turkey // 9-th Diat. Symp. Yaonsu, 1986. P. 165 - 180.
- Storzer D., Wagner G.A.* A correction method for thermally lowered fission track ages // Rad. eff. 1970. № 5. P. 129 - 131.
- Van Landingham S.L.* Paleocology and microfloristics of miocene diatomites // Nova Hedwigia. 1967. Beih. 26. P. 1 - 77.

УДК 551.75:551.58(922)

## ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В АРКТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

© 1993 г. Ю. А. Лаврушин, М. Н. Алексеев

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

Поступила в редакцию 25.01.93 г.

Изложены материалы по важнейшим палеоклиматическим событиям разного таксономического ранга позднего кайнозоя Арктического океана. На основе полученных данных высказываются суждения о высокой динамичности природных изменений.

Особенности переноса океанского тепла в позднем кайнозое являлись одним из важнейших факторов, оказывающих влияние на изменения палеоклиматов в высоких и умеренных широтах Северного полушария. Глобальный перенос океанского тепла в высоких широтах обнаруживает достаточно ясную взаимозависимость от водной циркуляции или структуры водной массы, ледовитости и покровных оледенений. Как показано многими исследователями, холодные арктические воды, обогащенные кислородом, не только вентилируют глубинные воды Северной Атлантики, влияют на пищевые ресурсы, углеродные циклы, но оказывают существенное влияние на механизм глобального переноса тепла и распределение температур не только в океане, но и в атмосфере. Поэтому одним из важнейших вопросов, который необходимо обсудить в рамках настоящего сообщения, является выделение того временного интервала, с которым связано появление глубинных арктических вод в Северной Атлантике. При этом необходимо рассмотреть также вопрос о времени возникновения ледовитости Арктического океана.

Имеющиеся в настоящее время материалы о возникновении ледовитости Арктического океана допускают очень широкий временной диапазон – от 30 млн. лет назад до 0.9 млн. лет назад (Clark, 1977; Clark *et al.*, 1980; Херман, 1984; Thomas, Thide, 1991).

По материалам изучения евразийских шельфовых морей Центральной и Восточной Арктики ледовитость Арктического океана появилась в мессинии, а на прилегающей суше в это же время возникли криолитозона и палеотундра (Алексеев и др., 1991; Зархидзе и др., 1991). Лишь в последнее время появились новые данные о материале ледового разноса в осадках Норвежско-Гренландского седиментационного бассейна, которые достаточно уверенно датируются началом верхнего миоцена. По существу это первые геологически обоснованные материалы, которые позволяют говорить о том, что по крайней мере

10 млн. лет назад в Арктическом океане имела уже ледовитость и по сравнению с палеогеном похолодание в северном полушарии вызвало появление морского льда в арктическом бассейне.

С интересующих нас позиций необходимо также рассмотреть вопрос о времени возникновения постоянной связи Арктического и Атлантического океанов, т.е. о времени включения изолированного арктического бассейна в систему Мирового океана. В этом отношении необходимо обратить внимание на исследования Фогта (Vogt, 1986), который создал геодинамическую модель разрушения в процессе спрединга порога, разъединявшего Арктический и Атлантический океаны. По данным этого исследователя постоянная связь этих двух океанов начала возникать в палеомагнитную эпоху 13, т.е. примерно 30 - 35 млн. лет назад, за счет смещения к западу Шпицбергена и образования пролива Фрама. Правда, этот вопрос не получил пока однозначного решения. Палеомагнитные исследования норвежских исследователей на плато Ермак позволили прийти к выводу о том, что постоянная связь между Арктическим и Атлантическим океанами возникла, скорее всего, на границе среднего и верхнего миоцена, со времени которой в Атлантику стали проникать глубинные арктические воды (Kristoffersen, 1990).

Соединение Арктического и Тихого океанов по имеющимся материалам впервые возникло в позднем миоцене (10 - 8 млн. лет назад). Но эта связь на протяжении позднего кайнозоя неоднократно прерывалась (Лаухин, Патык-Кара, 1991).

Исследованиями в Гренландско-Норвежском бассейне было установлено, что в верхнемиоценовских отложениях имеются максимумы концентрации материала ледового разноса, которые приурочены к следующим временным интервалам: 9.5 - 7.0; 5.7 - 5.4; 4.1 - 3.9 и 3.5 - 3.2 млн. лет назад. Эти интервалы соответствуют значительным похолоданиям Северного полушария (Thomas, Thide, 1981). Среди указанных интервалов первый отличается своей длительностью – около

1.5 млн. лет, что, возможно, связано с еще недостаточной его изученностью. С другой стороны, столь длительный этап похолодания в начале позднего миоцена отражает начальный этап коренного изменения палеоклиматической ситуации в субарктическом и умеренном поясе Северного полушария.

Продолжительность последующих холодных интервалов оценивается в 200 - 300 тыс. лет, а теплых - 500 - 600 тыс. лет, за исключением наиболее раннего из них длительностью около 1.5 млн. лет. Таким образом, в субарктическом Гренландско-Норвежском бассейне была установлена достаточно выразительная климатическая ритмика. При этом временной интервал 9.5 - 7.0 млн. лет назад связывается с раскрытием в ходе спрединга пролива Фрама, по которому активно к югу стали проникать арктические воды и возникло холодное Восточно-Гренландское течение. Похолодание 5.7 - 5.4 млн. лет назад коррелируется с мессинским кризисом, а интервал 4.1 - 3.9 млн. лет назад связывается с образованием Панамского перешейка. Изложенные представления позволяют в значительной своей части выявленные похолодания в позднем миоцене - плиоцене связать с геодинамическими причинами, которые вызвали изменения структуры водной массы, выразившейся в особенностях формирования новых океанских течений и в перидорическом выносе арктического льда в Гренландско-Норвежский бассейн. Тем не менее, в целом продолжительность холодных интервалов хотя и соответствует по своей длительности плейстоценовым ледниковым эпохам, оказывается существенно меньше теплых интервалов. Прогрессирующее похолодание со второй половины позднего миоцена, отмечает М.А. Ахметьев (1978), изучавший флору позднего кайнозоя Исландии. Он допускает в это время снижение среднегодовых температур на 5 - 6°C при средней температуре самого холодного месяца до -15°C, при абсолютных минимумах до -35 ... -40°C.

В конце среднего - начале позднего миоцена в Исландии фиксируется обеднение растительного покрова широколиственными, вызванное похолоданием, хотя для мокодльсдаурского времени (9.5 - 8.5 млн. лет назад) отмечается эпизод потепления (Ахметьев, 1978). В связи с изложенным намечается некоторое противоречие между палеоботаническими данными и приведенным выше материалом по датировке первого позднемиоценового похолодания в Гренландско-Норвежском бассейне. Уточнение этого вопроса требует дальнейших исследований, хотя материал ледового разноса, датируемый началом позднего миоцена, известен уже в нескольких скважинах глубоководного бурения.

С существенным похолоданием климата в начале позднего миоцена на Чукотке связано возникновение тундры и допускается возникнове-

ние мерзлоты (Лаухин, Патык-Кара, 1991). Хотя Дж. Метьюз не исключает появление этих феноменов в Канадской Арктике уже в среднем миоцене (Mathews, 1976).

Прогрессирующее похолодание в позднем плиоцене и плейстоцене вызвало неоднократное появление покровных оледенений. С появлением их начался принципиально новый этап в геологической истории Земли и, естественно, палеоклиматов. В этой связи необходимо обсудить вопрос о времени появления покровных оледенений. В Исландии появление первого покровного оледенения по последним публикациям датируется возрастом 3.1 млн. лет назад (Eiriksson, Geirsdotter, 1991). Для интервала времени 3.1 - 2.5 млн. лет назад выделяются 6 горизонтов тиллитов, а для времени 2.5 - 0.7 млн. лет назад - 10 горизонтов. Подобное количество горизонтов тиллитов, казалось бы, должно указывать прежде всего на высокую динамичность оледенения и множественности достаточно существенных климатических изменений. Однако не исключено, что в своей значительной части такое количество горизонтов тиллитов было, скорее всего, связано с особенностями регионального расположения Исландии и в том числе с вулканической деятельностью. Последующие извержения вулканов могли вызывать частичное разрушение ледникового покрова, который по завершении эксплозии и остывания лавы мог вновь распространиться на тот же район, давая начало формированию горизонта тиллита в геологическом смысле того же возраста, но лежащего уже в иной геологической позиции. В этой связи следует отметить, что упоминавшаяся датировка 3.1 млн. лет назад относится к разрезу Боргарфьордур, расположенному в центральной части острова. Однако тиллитовые горизонты в неизменной северной части острова и на шельфе (соответственно разрезы п-ва Тьорнес и о. Флейт) датируются возрастом, начиная с 2.5 млн. лет назад. Поэтому эта дата, по существу, фиксирует рубеж возникновения покровного оледенения Исландии.

В последнее время, благодаря исследованиям в Норвежском море, была уточнена датировка начального этапа Скандинавского оледенения. По новейшим материалам обнаруженная в Норвежском море толща осадков с характерным присутствием материала ледового разноса и, что очень важно, скандинавского происхождения, позволила датировать начало Скандинавского оледенения возрастом не 2.4 млн. лет назад, как это было принято ранее, а возрастом 2.56 млн. лет назад. Эти данные достаточно хорошо коррелируются с материалами первой ледниковой фазы в Западной части Арктического океана (Haflidason *et al.*, 1991; Hollemann *et al.*, 1992; Jensen *et al.*, 1988).

Наиболее древняя морена на Средненорвежском шельфе датируется временем 1.1 млн. лет назад. В целом в раннем плейстоцене (от 1.1 до

0.7 млн. лет назад), не считая более древнюю толщу ледниково-морских отложений, фиксируются две ледниковые фазы, разделенные межледниковыми морскими отложениями. В среднем плейстоцене выделяются три ледниковые фазы в развитии Скандинавского оледенения (Haflidason *et al.*, 1991).

Имеющиеся в настоящее время материалы позволили датировать начало ледниковой истории Гренландии возрастом 2.4 млн. лет назад, хотя некоторые исследователи допускают возникновение этого феномена примерно 3.0 - 3.5 млн. лет назад (Зархидзе, 1991; Зархидзе, 1992).

Таким образом, с рубежа 2.5 - 2.4 млн. лет назад, по крайней мере в Субарктике и на арктических равнинах, занятых впоследствии шельфовыми морями (за исключением Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых), прогрессирующее похолодание способствовало возникновению покровных оледенений.

На севере Восточной Чукотки установлены две морены горно-долинного оледенения, датруемые соответственно 3.0 и 2.5 млн. лет назад (Лаухин, Патык-Кара, 1991). В пределах арктических равнин, занятых в настоящее время Восточно-Сибирским морем и морем Лаптевых, видимо, примерно к этому же рубежу приурочены первые следы вечной мерзлоты. Однако даже в Арктическом океане климат не оставался однородно ледниковым. Новейшие исследования в Арктическом океане в пределах хр. Нансена-Гаккеля выявили, что в последние 250 тыс. лет в этой акватории произошли сложные изменения в процессах осадконакопления, обусловленные климатическими причинами. Для этапа 250 - 128 тыс. лет назад выявлена значительная роль ледового и ледово-морского осадконакопления. При этом для интервала 186 - 128 тыс. лет назад выявлены по крайней мере три кратковременные фазы потепления климата. Для времени последнего межледниковья и климатического оптимума голоцена потепление было столь значительным, что по материалам, полученным на хр. Ломоносова, допускается лишь образование сезонного морского льда (Nowaczyk *et al.*, 1992). В Баренцевом море в климатический оптимум голоцена не происходило даже накопления ледово-морских отложений, и можно полагать, что в это время была очень ограниченной зона распространения зимнего морского льда. В этот же этап допускается исчезновение ледниковых куполов на архипелаге Земля Франца-Иосифа (Лаврушин и др., 1990).

Большая динамичность природно-климатических изменений выявлена также в Гренландском и Норвежском морях. Она была обусловлена пространственно-временным распределением различных типов поверхностных вод. Переходные ледниково-межледниковые этапы фиксируются на границах кислородно-изотопных стадий

14 - 13, 12 - 11 и 6 - 5 (Osterman, 1992). При этом условия, близкие к межледниковым, за счет проникновения атлантических вод были во время соответствующее изотопным стадиям 11.1, 5.1 и 1. Кратковременные интрузии теплых атлантических вод фиксируются для изотопных стадий 9.3, 8.6 - 8.5, 7.5, 7.3 - 7.1, 6.5, 5.4, 5.3 и 3.1. Изотопные стадии 12, 10, 8.4, 7.4, 5.2 соответствуют холодным ледниковым или интерстадиальным климатическим обстановкам (Henrich *et al.*, 1992). Для некоторых из них отмечается относительное понижение поверхностных температур, достигающее в северной части Атлантики 8 - 10°C (Ruddiman *et al.*, 1986; Jung *et al.*, 1992).

Пространственное распределение теплых атлантических поверхностных водных масс вызвало различную интенсивность таяния морского льда. Это особенно хорошо иллюстрируется материалами по Норвежско-Гренландскому бассейну. В восточной его части, в зоне действия Палеогольфстрима, зафиксировано значительное количество талых вод во время, соответствующее изотопным стадиям 1, 5.1, 5.5. На севере Гренландского моря и в проливе Фрама процесс таяния льда был в тех же стадиях существенно ниже (Baumann, 1992). Это позволяет говорить о региональной выраженности и особенностях климатических изменений в арктических районах.

Исследования в проливе Фрама позволили установить возраст ледниковых событий на Шпицбергене, где они датируются 130 - 140 тыс. лет назад, 112 - 110 тыс. лет назад, 75 - 50 тыс. лет назад и 20 - 10 тыс. лет назад.

Результаты изучения ЭПР-хроностратиграфии морских отложений Северной Евразии выявили этапы высокого стояния уровня моря, сопоставляемые с межледниковыми или межстадиальными событиями: 550 тыс. лет назад, 450 - 385 тыс. лет назад (о-в Котельный, Новосибирские о-ва), 300 тыс. лет назад (Северная Земля), 170 тыс. лет назад (Западная Сибирь), 120 - 82 тыс. лет назад (Белое море, арктические острова), 68 - 52 тыс. лет назад (Таймыр) (Молодьков и др., 1992). Детальные хроностратиграфические исследования на архипелаге Северная Земля выявили, что в последние 300 тыс. лет разрастание ледниковых покровов происходило в следующих интервалах времени: 200 - 300 тыс. лет назад, 120 - 170 тыс. лет назад, 70 - 80 тыс. лет назад, 12 - 19 тыс. лет назад (Макеев и др., 1992).

Естественно, что на климатическую ситуацию в Арктике оказывало влияние положение Полярного фронта. Исследования в северо-восточной части Норвежского моря позволили говорить о большой динамике и крупномасштабных изменениях положения Полярного фронта в последние 50 тыс. лет. В изотопную стадию 3 здесь существовал открытый водоём, на границе стадий 3 - 2 в данном месте находились Полярный фронт и зона смешения арктических и полярных водных масс.

В интервале времени 20 - 15 тыс. лет назад северо-восточная часть Норвежского моря была свободна ото льда (Dokken, 1992).

В Арктическом океане и прилегающих морях для интервала времени между 15 и 11 тыс. лет назад отмечается нестабильная климатическая обстановка, связанная с изменениями климата низкого таксономического ранга. Потепления фиксируются для времени 14600, 14200, 13200 лет назад (Karguz, 1992). Минимумы температур поверхности водных масс в беллинге - аллероде отмечаются для интервалов: 12900 - 12800, 12500 - 12400, 12300 - 12000, 11900 - 11500 лет назад (Karguz *et al.*, 1992; Karguz, Jansen, 1992; Weinelt *et al.*, 1992).

В позднем дриасе в Гренландско-Норвежском бассейне существовали арктические условия.

Голоцен также отличался существенной неоднородностью климата. Выше уже говорилось о климатическом оптимуме. Изотопно-биостратиграфические исследования в Северной Атлантике выявили похолодания поверхностных вод 8500, 5800 и 1400 лет назад. В этой связи необходимо добавить, что во второй половине атлантики на побережье моря Лаптевых и Таймыра (6000 - 5000 лет назад) допускается возрастание температур января и июля на 2 - 4°C (Бобров и др., 1987).

Для последних 1000 лет интересные данные по положению края ледников были получены на севере Шпицбергена, которые также обусловлены климатическими изменениями. Для этого интервала выявлены 5 кратковременных фаз наступления ледников (Furter, 1992).

Таким образом, обзор имеющихся материалов по Арктическому бассейну показывает наличие разных в таксономическом плане изменений климата. Естественно, в первую очередь обращают на себя внимание два этапа: верхнемиоцен-плиоценовый и ледниковый этап после 2.5 млн. лет назад. Тем не менее ледовитость Арктического океана возникла раньше позднего миоцена. "Ледниковый" этап климатических изменений в Арктическом океане характеризовался достаточно глубокими изменениями климата, что позволяет несколько пересмотреть существующие представления о его консервативности.

Изменения климата в арктических районах были вызваны многими причинами, которые оказывали влияние на глобальный перенос океанского тепла. В первую очередь это связано с геодинамикой, изменением орбитальных параметров Земли, эволюцией структуры морских течений и т.д. В этой связи необходимо отметить, вероятно, относительно большую динамичность климатических изменений в западном секторе Арктики, поскольку во время оледенений пролив Фрама оставался незаблокированным глетчерным льдом и Норвежско-Гренландский бассейн являлся районом, где происходило достаточно часто смешение арктических и атлантических вод.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев М.Н., Архангелов А.А., Иванова Н.М. и др. Моря Лаптевых и Восточно-Сибирское. Кайнозой // Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. М.: ГИН РАН, 1991. Т. 1. С. 1 - 20.
- Ахметьев М.А. Стратиграфия и флора позднего кайнозоя Исландии. М.: Наука, 1978. 187 с.
- Бобров В.Н., Клейкова Н.И., Климаков В.А. и др. Стратиграфия, геохронология и палеоклимат позднего плейстоцена и голоцена побережья моря Лаптевых и Таймыра // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 123 - 128.
- Зархидзе В.С. Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Кн. II. С.-Петербург: Недра, 1992. С. 6 - 29.
- Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е., Генералов П.П. Моря Норвежское, Баренцево и Карское. Кайнозой // Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. М.: ГИН РАН, 1991. Т. 1. С. 13 - 31.
- Лаврушин Ю., Алексеев В., Хасанкаев В. и др. К палеомаринологии климатического оптимума голоцена северо-западной части Баренцева моря // Изв. АН Эст. Геология, 1990. Т. 39. № 2. С. 76 - 82.
- Лаухин С.А., Патык-Кара Н.Г. Кайнозой шельфа Чукотки. Палеоген и неоген // Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. М.: ГИН РАН, 1991. Т. 1. С. 2 - 15.
- Макеев В.М., Большианов Д.Ю., Малаховский Д.Б. и др. Стратиграфия и геохронология плейстоценовых отложений Северной Земли // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 132 - 137.
- Молодьков А.Н., Раукас А.В., Макеев В.М. и др. К ЭПР-хроностратиграфии морских отложений Северной Евразии и их корреляции с событиями плейстоцена // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 41 - 47.
- Херман И. Палеоокеанология Арктического океана и ее связь с ледниковыми эпохами позднего неогена // 27-й МГК. Палеоокеанология. Докл., 1984. Т. 3. С. 125 - 130.
- Baumann K.-H. Climatic change in the Norwegian-Greenland sea and Fram strait during the last 300000 years: icerafted, terrigenous input versus carbonate flux // Fourth. Intern. Conf. Paleoceanography. Abstr., 1992. P. 57.
- Beleuger P.E. Paleoceanography of the Norwegian Sea during the past 130000 years: coccolithophorid and foraminiferal data // Boreas. 1982. V. 11. № 1. P. 29 - 36.
- Bohrmann H. Radioisotope Stratigraphy, Sedimentology and Geochemistry of Late Quaternary Sediments from the Eastern Arctic Ocean // Ber. Polarforschung. 1991. V. 95. P. 133.
- Bond G.C. Circulation changes on century and millennial time scales in the Northern Atlantic // Fourth. Intern. Conf. Paleoceanography. Abstr., 1992. P. 72 - 73.
- Clark D.L. Climatic factors of the Late Mesozoic and Cenozoic Arctic ocean // Polaroc. Arct. Inst. N. Amer. 1977. P. 603 - 615.
- Clark D.L., Whitman R.R., Morgan K.A., Mackey S.D. Stratigraphy and Glacial-Marine sediments of the American Basin, Central Arctic Ocean. Spec. paper // Geol. Soc. America. 1980. V. 181. P. 1 - 57.

- Dokken T.* Paleooceanographic changes in the Northeastern part of the Norwegian sea during the past 50000 years // Fourth Intern. Conf. Paleooceanography. Abstr., 1992. P. 97.
- Eiriksson J., Geirsdottir A.* A record of Pliocene and Pleistocene glaciations and climatic changes in the North Atlantic based on variations in volcanic and sedimentary facies in Iceland // *Marine Geology*. 1991. V. 101. P. 147 - 159.
- Furrer G.* Zur Gletschergeschichte des Liefdefjords // *Stuttgarter Geographische Studien*. 1992. Bd. 117. P. 267 - 278.
- Haflidason H., Aarseth J., Haugen J.E., Sejrup H.P., Løvlie R., Reither E.* Quaternary stratigraphy of the Draugen area, Mid-Norwegian Shelf // *Marine Geology*. 1991. V. 101. P. 125 - 146.
- Henrich R., Goldschmidt P., Wagner T.* Surface-water regimes and glaciomarine processes in the Norwegian Greenland Sea II: the past 450 ky // *Short-and-Long-Term Global Change: Records and Modelling*. Fourth Intern. Conf. Paleooceanography. Abstr., 1992. P. 146 - 147.
- Hölemann J., Henrich R., Wiesner M.* Organic facies evolution of Neogene and Quaternary sediments from the Norwegian Sea (ODP Leg. 104) Vøring Plateau // *Short-and-Long-Term Global Change: Records and Modelling*. Fourth Intern. Conf. Paleooceanography. Abstr., 1992. P. 148 - 149.
- Jensen E., Bleil U., Henrich R., Kringstad L., Stettemark B.* Paleoenvironmental changes in the Norwegian Sea and the northeast Atlantic during the last 2.8 m.y. DSDP/ODP sites 610, 642, 643 and 644 // *Paleooceanography*. 1988. V. 3. № 5. P. 563 - 581.
- Jung S.J.A., Erlenkeuser H., Rosell A., Sarnthein M.* Laminated glacial sediment horizons in the North Atlantic (Maury Channel, 3300 m water depth) // *Short-and-Long-Term Global Change: Records and Modelling*. Fourth Intern. Conf. Paleooceanography. Abstr., 1992. P. 159.
- Karpuz N.K., Jansen E., Haflidason H.* Paleooceanographic development of the Greenland, Iceland and Norwegian Sea through the last 15 ka: the diatom and O<sup>18</sup> Evidence // Fourth. Intern. Conf. Paleooceanography. Abstr., 1992. P. 160.
- Karpuz N.K., Jansen E.* A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea: documentation of rapid climatic changes // Fourth. Intern. Conf. Paleooceanography. Abstr., 1992. P. 160 - 161.
- Kristoffersen Y.* On the tectonic evolution and paleooceanographic significance of the Fram Strait gateway // *Geol. History of the Polar Oceans*. NATO ASI. Ser. 1990. C. 308. P. 63 - 76. Dordrecht.
- Matthews J.V.* Insect fossils from the Beafort Formation: geological and biological significance // *Geol. Surf. Canada*. 1976. Pap. 76 - 1B. P. 217 - 227.
- Nowaczyk N.R., Eisenhauer A., Frederichs T., Gard G.* A high-resolution, 400000 years sedimentary record of the Lomonosov ridge // Fourth. Intern. Conf. Paleooceanography. Abstr., 1992. P. 213.
- Osterman L.* Glacial/Interglacial benthic foraminifera in the Norwegian Sea, ODP Site 643 // Fourth. Intern. Conf. Paleooceanography. Abstr., 1992. P. 222 - 223.
- Ruddiman W.F., Shackleton N.J., McIntire A.* North Atlantic seasurface temperatures for the last 1.1 m. y. // *North Atlantic Paleooceanography*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. № 21. P. 155 - 173.
- Thomas C.W., Thide J.* History of terrigenous sedimentation during the past 10 m. y. in the North Atlantic (ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81) // *Marine Geology*, 1991. V. 101. P. 83 - 102.
- Vogt R.P.* Seafloor topography, sediments and paleoenvironments // Hurdle B.G. (ed.) *The Nordic Seas*. N.Y. 1986. P. 237 - 410.
- Weinelt M.S., Sannthein M., Arnold M., Erlenkeuser H., Jansen E.* Meltwater episodes in the Norwegian-Greenland sea during the last 60000 years // Fourth Intern. Conf. Paleooceanography. Abstr., 1992. P. 297.



Эволюция биосферы

УДК 56(11):551.77(571.1)

## КАЛЕНДАРЬ БИОТИЧЕСКИХ И АБИОТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 1993 г. С. А. Архипов, В. С. Волкова, В. С. Зыкин

Институт геологии Сибирского отделения РАН,  
630090 Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия

Поступила в редакцию 05.10.92 г.

Рассмотрена хронологическая последовательность выявленных в настоящее время в позднем кайнозое Западной Сибири биотических и абиотических событий. Показано, что основные изменения биоты и осадконакопления происходили синхронно с глобальным изменением климата.

Общие закономерности эволюции фауны и флоры в позднем кайнозое Сибири достаточно известны. Тем не менее, актуальным остается уточнение хронологии биотических и абиотических событий, закономерностей направленного эволюционного развития биоты, причин ее перестроек и вымирания, массовых миграций и адаптаций к быстро меняющимся природным обстановкам. Эти закономерности – ключ к прогнозным сценариям для ближайшего будущего.

Для верхнего миоцена и плиоцена юга Западно-Сибирской равнины установлена почти полная последовательность осадконакопления, фаун мелких млекопитающих, пресноводных и наземных моллюсков и выявлены основные этапы их развития. Составлен сводный магнитостратиграфический разрез. Разработана детальная, комплексно обоснованная стратиграфическая схема (таблица). Полученные материалы по условиям осадконакопления и истории биоты позволили наметить основные климатические события. На основании палеомагнитных и биостратиграфических данных установлена их хронология и проведено сопоставление с изменениями климата в других регионах (Зажигин, Зыкин, 1984; Зыкин, 1982, 1988, 1991; Зыкин и др., 1989, 1991). По уровню расчлененности и полноте отражения геологических, палеобиологических и палеоклиматических событий сводный разрез западно-сибирского плиоцена является одним из наиболее полных разрезов континентального плиоцена, особенно его нижней, наиболее теплой части. Это позволяет считать его стратоталоном терминального миоцена и плиоцена всей Центральной Азии.

К сожалению, палинологические материалы по верхнему миоцену и плиоцену, полученные преимущественно в 70-е годы (Волкова, 1971, 1977;

Волкова, Панова, 1975 и др.), немногочисленны и слабо привязаны к выделенным сейчас дробным стратиграфическим подразделениям (Зыкин и др., 1989, 1991). Большинство этих подразделений не охарактеризованы палеоботаническими данными, что не позволяет провести их сравнительную палинологическую характеристику и пространственные реконструкции растительности на всех установленных сейчас достаточно узких временных срезах позднего кайнозоя. Корректировка палинологических данных с результатами указанных выше детальных стратиграфических работ – предмет дальнейших исследований, а пока, чтобы избежать искажения информации, мы вынуждены рассматривать их отдельно, согласно стратиграфическим представлениям авторов, опубликованных в вышеприведенных работах.

В конце позднего миоцена (павлодарское время) на юге Западно-Сибирской равнины и в Казахстане установлен этап сильнейшей аридизации климата, проявившейся в образовании покрова субэаральных красноцветных карбонатных глин, заполнивших речные долины и озерные котловины, в редукции стока, в формировании дефляционных котловин и денудационной поверхности, а также в массовом вымирании в фауне млекопитающих и расширении зоны пустынь (Зыкин, 1982, 1991; Зажигин, Зыкин, 1984; Зыкин и др., 1989, 1991). Павлодарская аридная фаза, отчетливо прослеживаемая во внутренней Азии, по палеомагнитным и биостратиграфическим данным (Зыкин и др., 1989, 1991) соответствует глобальному падению уровня океана на 50 - 70 м в конце миоцена и связанному с ним мессинскому кризису солености (Adams *et al.*, 1980; Hsü *et al.*, 1978), вызвавших значительную континентализацию и аридизацию климата.

Стратиграфическая схема плиоцена и эоплейстоцена юга Западно-Сибирской равнины (климат: Х – холодный, Т – теплый)

Система	Отдел	Подотдел	Млн. лет	Палеомагнитная шкала	Региональные стратиграфические подразделения				Местные стратиграфические подразделения				Климат							
					Региоурс	Горизонт	Характерные комплексы		Куйбышевское Приишимье	Петропавловское Приишимье	Павлодарское Прииртышье	Омское Прииртышье	Х	Т						
							Млекопитающие	Моллюски												
								пресноводные							наземные					
Четвертичная	Эоплейстоцен	Верхний	1	Матуяма	Кочковский	Раздольинский	Карагашский		Карагашская свита											
						Кизиухинский														
						2	Иртышский	Лебяжинский							Муккурский		Муккурская свита	Иртышская свита	Аксорские слои	Муккурская свита
								Лебяжинский												
								3							Селетинский	Кызыл-Айгирский				
	Неогеновая	Плиоцен	Верхний	4	Гилберт	Прииртышский	Андреевский		Битекейская свита	Ливенская свита	Ливенская свита	Ливенская свита	Битекейская свита	Крутогорская свита						
							Битекейский													
							Новостаничный	Крутогорский							Кускольская свита	Пешневская свита	Рытовская свита	Рытовская свита		
		Пешневский																		
		Черлакский																		
		Миоцен	Верхний	5	6	Павлодарский	Новостаничный		Новостаничная свита	Новостаничная свита	Новостаничная свита	Новостаничная свита	Павлодарская свита	Павлодарская свита						
Павлодарский																				
Павлодарский																				

Флора в начале павлодарского времени, по данным В.С. Волковой, характеризуется сильным обогащением представителями травянисто-кустарничковой растительности и существованием открытых ассоциаций с *Artemisia*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Fabaceae*, *Brassicaceae*, *Ehedra*, сокращением доли участия древесных пород. Из широколиственных принимали участие *Ulmus*, *Quercus*, *Corylus*. Это была растительность лесостепного типа с большим участием ксерофитов. Для второй половины павлодарского времени (красноцветные отложения) характерна аридизация климата и опустынивание. Полностью исчезала древесная растительность, произошло обогащение растительных ассоциаций ксерофитными из сем. *Asteraceae* и *Ehedra* (Волкова, Кулькова, 1988).

В новостаничное время, около 5.1 - 4.9 млн. лет назад по палеомагнитной шкале, произошло похолодание и увлажнение климата, проявившееся в широком распространении озерной седиментации, появлении на фоне теплолюбивой синоиндийской малакофауны большого количества современных палеоарктических видов пресноводных моллюсков (до 45%) и гидрофильных элементов среди наземных моллюсков. По климато-стратиграфическим и палеомагнитным данным эти события соответствуют стадиям "Лаго-Маре" терминального мессиния (Зыкин, 1991).

В растительности полупустынные формации заместились лесостепными. В составе лесов, которые сохранялись в долинах рек, принимали участие бореально-таежные представители *Picea*, *Abies*, *Tsuga*, из широколиственных – *Ulmus*, *Quercus*, а из мелколиственных – *Betula*, *Alnus*. Среди травянисто-кустарничковой растительности приобрели значение прибрежно-водные формы родов *Myriophyllum*, *Nuphar*, *Polygonum*. Состав флоры свидетельствует об увлажнении и некотором похолодании климата, хотя он был еще достаточно теплым. Растительность была близка маньчжурским лесостепям (Волкова, Кулькова, 1988).

Ранний плиоцен, от 4.9 до 3.2 млн. лет, характеризуется теплым, относительно стабильным климатом, способствующим широкому расселению на юге равнины теплолюбивой синоиндийской пресноводной малакофауны и русцинийской фауны млекопитающих. Периоды относительно влажного климата чередовались с периодами засушливого климата. Это отчетливо отражено в строении циклитов континентального осадконакопления, начинающихся водными озерными или речными отложениями и завершающихся субаэральными отложениями с горизонтами крупных карбонатных конкреций. В нижнем плиоцене сейчас установлено 5 циклов увлажнения (Зыкин и др., 1989). Колебания термического режима имели небольшую амплитуду общего постепенного похолодания. Климатический оптимум плиоцена фиксируется на юге равнины в начале плиоцена, в

рытовско-пешневское время, 4.9 - 4.4 млн. лет назад (Зыкин, 1991). Он проявился сокращением в пресноводной малакофауне палеоарктических элементов и широким расселением синоиндийских представителей, а также формированием некарбонатных красноцветных озерных отложений.

Незначительное похолодание устанавливается в крутогорское время, для которого характерно обеднение пресноводной малакофауны, увеличение в ней палеоарктических видов (до 53%) и вымирание некоторых теплолюбивых синоиндийских и западно-сибирских родов (Зажигин, Зыкин, 1984).

Битекейско-ливенское время (4 - 3.4 млн. лет назад) вновь ознаменовалось потеплением климата (Зыкин, 1991; Зыкин и др., 1991). В пресноводной малакофауне снова преобладают теплолюбивые, синоиндийские и западно-сибирские элементы, и сокращаются палеоарктические, хотя их несколько больше, чем в оптимуме плиоцена.

В начале позднего плиоцена, около 3.2 млн. лет назад (у основания эпизода Маммот), на юге Западно-Сибирской равнины произошла резкая перестройка биоты, связанная со значительным похолоданием и аридизацией климата (Зыкин, 1991; Зыкин и др., 1989, 1991). Вымирают почти все теплолюбивые виды пресноводных моллюсков, малакофауна приобретает палеоарктический облик, появляются ксерофильные виды наземных моллюсков, русцинийская фауна млекопитающих сменяется виллафранкской. Это климатическое событие на юге равнины хорошо совпадает с вымиранием пресноводной малакофауны в Центральной Японии, датированным в 3.1 млн. лет назад (Matsuoka, 1987), и соответствует переломному моменту в развитии глобального климата, отраженному на изотопно-кислородной кривой по колонке V 28-179 на уровне 3.2 млн. лет назад (Shackleton, Opdyke, 1977).

Значительное похолодание климата на юге Западно-Сибирской равнины произошло в начале иртышского времени около 2.5 млн лет назад. Малакофауна полностью приобретает современный облик, все теплолюбивые элементы вымирают. Появляется средневиллафранкская фауна млекопитающих. Климат становится близким современному (Зажигин, Зыкин, 1984). Это событие совпадает с претиглием Северо-Западной Европы и соответствует похолоданию климата, которое отчетливо прослеживается по всей Евразии, Северной Америке и в Южном полушарии.

В конце позднего плиоцена (муккурское время), около 2.1 млн. лет назад произошло потепление климата, отвечающее тиглию Европы и выразившееся в появлении в малакофауне теплолюбивых среднеазиатских видов.

В развитии флоры в плиоцене также четко фиксируются колебания климата от тепло-влажного до сухого и прохладного. Роль широко-

лиственных растений была чрезвычайно мала. Постепенно происходило обогащение сначала бореально-таежными современными западно-сибирскими видами, а позднее – субарктическими и арктическими элементами.

В рывтовское время полностью отсутствовали древесные и прибрежно-водные растения. Состав флоры был чрезвычайно бедным и принадлежал исключительно ксерофитным травянисто-кустарничковым группировкам с *Artemisia*, *Aster*, *Ephedra*, *Roaceae*, *Chenopodiaceae*, *Brassicaceae*, которые отражали развитие полупустынных и пустынных ландшафтов, занимавших в плиоцене территорию современной степной и лесостепной зон.

Позднее, в крутогорское время, палинофлора была представлена западно-сибирскими родами. Отличительной чертой является почти полное отсутствие пыльцы древесных растений. Единичные зерна принадлежат *Betula*, *Alnus*, *Pinus silvestris*, *P. sibirica*, отсутствуют представители широколиственных. Основу флоры составляют злаковые (70 - 80%), затем ксерофиты *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Brassicaceae*, *Umbelliferae*, *Thalietrum*. Палинофлора отражает новый этап в развитии растительности – степной с березовыми колками. Степи были близки современным степям юга Западной Сибири и отражали похолодание и увлажнение климата (Волкова, Кулькова, 1988).

Битекейское время (4.0 - 3.7 - 3.3 млн. лет назад) по палинологическим данным относится к термическому оптимуму плиоцена. В климатическом отношении оно было крайне неоднородно. В периоды аридизации флора была представлена на 80% травянисто-кустарничковой растительностью – *Artemisia*, *Roaceae*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*, а при увлажнении – обогащалась древесными. Среди последних основная роль принадлежала березе. Из широколиственных по долинам рек произрастали представители родов *Tilia*, *Ulmus*, *Quercus*, *Carya*, *Plafycarya*, *Fagus*.

В развитии растительности битекейского времени установлена следующая смена фаз – степная разнотравно-полынно-маревая, лесостепная с участием широколиственных пород (*Ulmus*, *Fagus*, *Juglans*, *Quercus*, *Carya*, *Castaneae*), степная, полупустынная и вновь лесостепная с господством трав и участием широколиственных пород. Климат был значительно теплее современного.

В конце раннего плиоцена (около 3.2 млн. лет) продолжала существовать лесостепная растительность, господствующей группой среди травянисто-кустарничковых растений были маревые.

В подпуск-лебяжинское время (иртышское по В.С. Зыкину, 1991) флора была представлена современными западно-сибирскими видами. Она отражала смену трех типов растительности: лесостепной с участием единичных широколиственных *Corylus*, *Quercus*; степной с господством разнотравья и маревых и вновь лесостепной без широко-

лиственных. Выпадение последних из состава растительности и увеличение в составе флоры трав указывает на аридизацию и постепенное похолодание климата, смену лесостепной растительности юга Западной Сибири на лесостепную (в конце барнаульского времени) с отдельными элементами арктической флоры *Betula nana*, *Lycopodium alpinum*.

Палинофлора (2 - 1.87 млн. лет) из карагашской и мукурской свит плохо изучена и не дает возможности получить представление о характере ландшафтов.

Хроностратиграфия эоплейстоцена разработана недостаточно полно. К нему в разных районах Западной Сибири относят нечетко скоррелированные слои, пачки, свиты неустановленного стратиграфического объема и не имеющие климатостратиграфического обоснования и расчленения до горизонта. Это сильно затрудняет реконструкцию биотических и абиотических событий, о которых можно пока судить в самом общем виде. Известно, что в эоплейстоцене (кочковское время) на юге Западно-Сибирской равнины была широко развита озерная седиментация, установлена неоднократная смена растительности – замещение лесостепных ландшафтов темнохвойными лесами и разнотравно-полынно-маревыми степями с зеленомошными болотами (Волкова, 1991).

Во второй половине кочковского века, в убинско-ерестнинское время, на юге Западной Сибири существовали два типа растительности. В начале широко были развиты зеленомошные болота в сочетании с холодной злаково-лебедово-полынной степью с участием субарктической флоры. Позднее она была замещена лесотундровой с широким участием ели, карликовой березки и арктических плаунов. Такой тип растительности уже может считаться характерным для ледниковых эпох (Волкова, 1977).

Для плейстоцена создана хроностратиграфическая шкала с радиометрическим обоснованием основных подразделений и границ, сопоставленная с изотопно-кислородной океанической шкалой (Архипов, 1987, 1989, 1991) и установлено пространственно-временное чередование двух типов флор (Волкова, 1977).

Первый тип характеризовался арктическими, субарктическими элементами в сочетании с представителями из семейства злаковых и ксерофитов. Структура флоры указывает на развитие тундровых и лесотундровых ландшафтов к югу от границ оледенения. В последнюю ледниковую (сартанскую) эпоху в отличие от более ранних флора отличалась большим набором представителей лугово-болотной растительности в сочетании с ксерофитами и арктическими плаунами, отражая тундровую гиперзону, занимающую всю территорию Западной Сибири к югу от ледника. Миграция ландшафтных зон к югу в сартанское время оцени-

вається в 1100 км, в отличие от более ранних (700 - 800 км) ледниковых эпох (Волкова, 1971, 1977).

Флора второго типа состояла из бореально-таежных родов и видов и была широко развита в межледниковые эпохи. Миграция границ лесной зоны к северу достигала 500 - 600 км. В отдельные эпохи (казанцевское время) граница лесной зоны, вероятно, совпадала с береговой линией арктических морей. Сложная картина развития ландшафтов была в голоцене. В пребореальном и начале бореального периодов сохранялся холодный климат. В начале бореального периода (9000 тыс. лет назад) тундровые и лесотундровые ландшафты были развиты южнее 61° с.ш. Распространение лесной растительности относится ко второй половине бореала. Становление темнохвойных лесов с элементами широколиственной флоры совпадает с началом атлантического века (около 6000 тыс. лет назад). Максимальное развитие представителей широколиственной флоры относится к концу атлантического - началу суббореального периодов (5500 - 4500 тыс. лет назад). Становление современной географической зональности приходится на субатлантический период (Волкова, Левина, 1982).

Подводя итог, следует заключить, что в разрезе континентальных отложений верхнего кайнозоя Западно-Сибирской равнины отчетливо фиксируются основные глобальные биотические и климатические события. Коренные изменения в эволюции биоты, природной среды и климата позднего кайнозоя в южном регионе Сибири произошли в терминальном миоцене в конце павлодарского времени. Они выражены в массовом вымирании млекопитающих и значительной аридизации климата. Эти события по времени соответствуют глобальному падению уровня океана и связанному с ним мессинскому кризису солёности.

Отчетливое похолодание приходится на новостаничное время, когда в южной Сибири впервые в большом количестве (до 45%) появились современные палеоарктические виды, наряду с теплолюбивой сино-индийской малакофауной, а в полупустынных ландшафтах получила распространение бореально-таежная растительность. С этого времени все большую роль стали приобретать миграционно-климатические процессы. В раннем плиоцене они проявлялись через неоднократные изменения соотношения сино-индийских и палеоарктических видов в комплексах малакофауны, а во флоре - чередованием лесостепей с незначительным участием широколиственных пород и степных - полупустынных ландшафтов, близких к современному типу.

В течение раннего плиоцена устанавливаются два наиболее теплых интервала. По малакофауне оптимальным был рытовско-пешневский, а по палинологии - битекейский. Это противоречие требует проработки. Для этого необходимо провести сравнительное изучение палинофлор на всех

выделенных сейчас стратиграфических условиях плиоцена.

Важнейший климатический рубеж перестройки биоты, соответствующий переломному моменту в развитии глобального климата, имеет возраст 3.2 млн. лет (начало эпизода Маммут в эпохе Гаусса). Он фиксируется резким вымиранием сино-индийской малакофауны, сменой русцинитской фауны млекопитающих виллафранкской, становлением флоры, представленной современными западно-сибирскими видами.

Около 2.5 млн. лет назад произошло, вероятно, окончательное оформление структуры современных фаун и флор с полным вымиранием теплолюбивых элементов.

Со второй половины плиоцена и, в особенности, в четвертичном периоде, решающее влияние на биоту стали оказывать такие быстротечные (десятки и первые сотни тысяч лет) природные процессы, как катастрофические похолодания и потепления климата, неоднократные оледенения в высоких и средних широтах, широкое распространение подземного оледенения (мерзлоты), пыльные бури в перигляциальных зонах, быстрые падения и повышения уровня Мирового океана, терминции, сопровождавшиеся грандиозными сбросами талых ледниковых вод и т. п. Эти глобальные процессы определяли грандиозные пространственно-временные миграции фауны и появление "смешанных" тундро-степных группировок, смещение границ растительных зон то к югу до 1000 - 1100 км (ледниковья), то к северу до 500 - 600 км (межледниковья), вызывая чередование во временном цикле ледниковые-межледниковые двух основных типов растительности - специфически перигляциальной и современной. Для экологического прогноза важными являются как закономерности эволюционных, так и миграционно-климатических изменений биоты.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазосного региона. Уточненная стратиграфическая основа. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. 52 с.
- Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 13 - 22.
- Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена - основа для палеоклиматических реконструкций и периодизации истории биоты // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 17 - 30.
- Волкова В.С. Верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения юга Западной Сибири // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М.: Наука, 1971. С. 61 - 93.
- Волкова В.С., Панова Л.А. Палинологическая характеристика неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины // Палинология кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. С. 34 - 54.

Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: Наука, 1977. 237 с.

Волкова В.С., Левина Т.П. Растительность голоцена Западной Сибири по палинологическим данным // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 186 - 192.

Волкова В.С., Кулькова И.А. Количественная оценка некоторых элементов климата позднего олигоцена и неогена Сибири // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С. 31 - 36.

Волкова В.С. Колебание климата в Западной Сибири в позднеплиоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ОИГГиМ, 1991. С. 30 - 40.

Волкова В.С. Климат Западной Сибири в плиоцене // Палеоклиматы плиоцена. М.: Наука, 1991. С. 16 - 17.

Зыкин В.С. Новые данные о разрезе неогеновых отложений у г. Павлодара // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 66 - 72.

Зажигин В.С., Зыкин В.С. Новые данные по стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 29 - 53.

Зыкин В.С. Плиоценовые озера юга Западной Сибири // История озер позднего мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука, 1988. С. 214 - 222.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А. Стратиграфия плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 9 - 18.

Зыкин В.С. Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины // Эволюция климата, биоты и человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 5 - 17.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Казанский А.Ю. Поздний неоген юга Западно-Сибирской равнины: стратиграфия, палеомагнетизм, основные климатические события // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 78 - 86.

Adams C.J., Benson R.H., Kidd R.B., Ryan W.B.F., Wright R.C. The Messinian salinity crisis and evidence of Late Miocene eustatic changes in the World Ocean // Nature. 1980. V. 269. № 5627. P. 383 - 386.

Matsuoka K. Malacofaunal Succession in Pliocene to Pleistocene Non - marine Sediments in the Omi and Ueno Basins, Central, Japan // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1987. V. 35. № 1. P. 23 - 115.

Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation // Nature. 1977. V. 270. № 5634. P. 216 - 219.

Hsü K.J., Montadert L., Bernoulli D., Cita M.B. et al. History of the Mediterranean Salinity Crisis // Init. Rep. DSDP. Wash. (DC): U.S. Gov. print. off. 1978. V. 42, pt. 1. P. 1053 - 1078.



Эволюция биосферы

УДК 551.7:551.8:551.583.7 (571.516)

## ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ПЛИОЦЕНЕ - ПЛЕЙСТОЦЕНЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

© 1993 г. С. А. Лаухин

*Институт географии РАН, 109017 Москва, Старомонетный пер., 29, Россия*

Поступила в редакцию 05.06.92 г.

За последние 5 млн. лет флуктуации климата на северо-востоке Азии были многочисленными и достигали больших амплитуд. Тундра, вероятно, и многолетняя мерзлота на низменностях Северо-Востока Азии возникли впервые еще 5 - 6 млн. лет назад. В низовьях Колымы южная тайга в последний раз распространялась около 4.5 - 4 млн. лет назад, северная тайга – около 40 тыс. лет назад; впервые криоаридные тундро-степи распространялись там около 1 - 0.8 млн. лет назад. Горно-долинные ледники вышли далеко на низменности Северо-Востока Азии (на севере Восточной Чукотки) впервые 3.2 (3.4?) млн. лет назад. Последовательность палеоклиматических событий в северных районах Северо-Востока Азии, в целом, хорошо коррелируется с климатическими событиями Северного полушария, находит свои аналоги в Южном полушарии.

В последние десятилетия климатостратиграфия все чаще применяется не только в четвертичной геологии, но и при изучении неогена, особенно – плиоцена. Для обоснования подразделений местных и региональных стратиграфических схем очень важно выяснить, насколько широко проявлены палеоклиматические события, используемые при климатостратиграфических построениях. Трудно переоценить корреляционное значение палеоклиматических событий, проявленных межрегионально и субглобально. Вместе с тем, и чисто местные изменения климата очень важны для детализации местных стратиграфических схем. До недавнего времени считалось, что северные районы Северо-Востока Азии, по крайней мере со второй половины плиоцена, отличались экстремально суровыми климатическими условиями, которые с середины плиоцена менялись незначительно. Поэтому палеоклиматические реконструкции плиоцена и плейстоцена этих районов, которые показывают значительные и резкие флуктуации климата, могут иметь существенное значение как для региональных климатостратиграфических построений, так и для межрегиональных корреляций. В предлагаемой статье, кроме материалов, собранных автором в ходе полевых работ, сведены и литературные данные о резких изменениях климата плиоцен-плейстоцена, рассредоточенные в разных изданиях. Поскольку собственные материалы автора относятся, главным образом, к плиоцену и эоплейстоцену, этой части разреза уделено основное внимание.

Наиболее представительны для реконструкции палеоклиматов последних пяти миллионов лет на Северо-Востоке Азии разрезы в низовьях Колымы и Индигирки, т.к. они достаточно удалены от Тихого океана, испытали почти исключительно влияние лишь Северного океана, располагаются близ полюса холода Северного полушария, что позволяет надеяться на выявление здесь глобальных изменений климата в наиболее "чистом" виде. Кроме того, эти разрезы содержат разнообразный палеонтологический материал (рис. 1) и сравнительно хорошо изучены.

Отложения последних 5 млн. лет в данном районе представлены почти исключительно континентальными фациями. Разрезы изобилуют перерывами осадконакопления. В тех случаях, когда эти перерывы в одних разрезах не удавалось заполнить материалами других разрезов Колымо-Индигирского междуречья, в качестве дополнительных использовались данные по более восточным частям северной окраины Азии.

Датирование палеоклиматических событий производилось на основе биостратиграфии и магнитохронологии с привлечением событийной хронологии там, где палеогеографические события были датированы либо независимо от климата, либо хорошо вписывались в сравнительно детально разработанную для Сибири климатостратиграфическую шкалу (преимущественно для последних 0.7 - 0.8 млн. лет). Только для последних 40 тыс. лет имеются массовые радиологические определения возраста (радиоуглеродные). Для

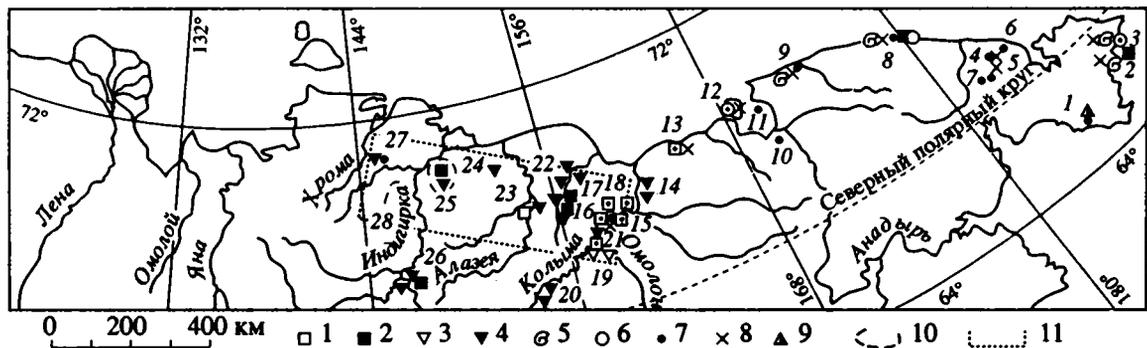


Рис. 1. Схема расположения основных палеонтологических и магнитостратиграфических местонахождений, использованных для палеоклиматических построений в северных районах Северо-Востока Азии и обсуждаемых в данной статье.

1, 2 – разрезы, изученные палеомагнитным методом: 1 – эпохи Брюнес-Гаусс и древнее, 2 – эпохи Брюнес и Матуяма; 3, 4 – местонахождения фауны млекопитающих: 3 – кутуяжского комплекса, 4 – олерского комплекса; 5 – фауна морских моллюсков; 6 – фауна фораминифер; 7 – разрезы опорные для палиностратиграфии; 8 – морские диатомей; 9 – K-Ar датировки от  $5.9 \pm 0.4$  до  $4.2 \pm 0.7$  млн. лет; 10 – опорные разрезы плейстоцена; 11 – основной район, по которому сделаны палеоклиматические реконструкции.

Местонахождения (цифры на карте): 1 – р. Энмелен; 2 – р. Кукунь; 3 – Пинакуль; 4 – 6 – скважины в Ванкаремской впадине: 4 – скв. 13, 5 – скв. 16, 6 – скв. 28; 7 – руч. Пеньельхин; 8 – р. Ревеем; 9 – устье р. Пегтымель (скв. 11); 10 – р. Чаанай; 11 – о. Бол. Роутан; 12 – о. Айон (скв. 1); 13 – р. Неккенейвеем; 14 – район пос. Зеленый мыс; 15 – 18 – скважины нижнеколымского профиля: 15 – скв. 1, 16 – скв. 2, 17 – скв. 3, 18 – скв. 4; 19 – р. Крестовка; 20 – пос. Среднеколымск; 21 – Дуванный яр – опорный разрез плейстоцена; 22 – р. Бол. Чукочьа; 23 – р. Рассоха; 24 – р. Бол. Хомус-Юрях; 25 – р. Керемесит; 26 – р. Бадяриха; 27 – оз. Тастах; 28 – р. Аллаиха.

более ранних этапов радиологические датировки (по калий-аргону, термолюминесценции) единичны. Чем древнее отложения, тем беднее их хронологическая (биостратиграфическая и палеомагнитная) обеспеченность. Для отложений от 5 до 2.5 - 2.7 млн. лет имеется только 7 разрезов, изученных палеомагнитным и палинологическим методами одновременно (рис. 1); некоторые из этих разрезов содержат также комплексы диатомей. От 2.5 до 1.8 млн. лет – к ним добавляются единичные местонахождения териофауны. Только для отложений моложе 1.8 млн. лет (1.8 - 0.7 млн. лет) палеомагнитным методом изучены десятки разрезов и еще больше разрезов охарактеризовано териофауной; имеются интересные находки фораминифер, малакофауны и др. Средне-верхнеплейстоценовые отложения содержат териофауну в массовых количествах. Местонахождений этой териофауны особенно много на северо-востоке Якутии. Им посвящено большое количество специальных палеонтологических и стратиграфических работ, поэтому на карте (рис. 1) они не показаны. Столь же многочисленны разрезы, изученные палинологически, – на карте показаны лишь те из важнейших разрезов, которые обсуждаются в данной статье.

Изменения климата реконструировались, в основном, по палинологическим и другим палеонтологическим данным. Для отложений моложе 3 - 2.5 млн. лет, кроме палеонтологических материалов, большое значение приобретает их комплексное использование с данными литолого-фациальных и палеокриологических методов. Для сравнения с реконструируемыми, приведем со-

временные климатические показатели в низовьях Колымы и на севере Восточной Чукотки, соответственно: температуры – среднеянварские  $-35^\circ$  и  $-25 \dots -26^\circ\text{C}$ , среднеиюльские  $-11^\circ$  и  $4 - 6^\circ\text{C}$ , среднегодовые –  $-13.5^\circ$  и  $-12 \dots -14^\circ\text{C}$ , среднегодовая сумма осадков – 230 и 250 - 300 мм.

На рубеже миоцена и плиоцена на Колымо-Индигирском междуречье преобладал перерыв в осадконакоплении. К тому же, в континентальных фациях конца миоцена в этом районе мало данных для точного датирования. Важные материалы в этом отношении получены недавно на севере Чукотского полуострова (Зырянов и др., 1992). Там в скв. 16 на Ванкаремской низменности в морских слоях, содержащих зональный комплекс диатомей зоны *Neodenticula kamtschatica*, датированных 6.6 - 5.1 млн. лет (Koizumi, 1985), Е.В. Зырянов описал палиноспектры прагипоарктической зоны. На северных низменностях Северо-Востока Азии мессинский кризис ознаменовался возникновением палеотундры. Вероятно, в это же время палеотундра распространялась и восточнее, на Аляске, т.к. близким временем датируется самая древняя находка тундровых насекомых из глин в лавах Кемп (Hopkins *et al.*, 1971).

Время перехода от мессинского кризиса к оптимуму плиоцена и соответствующие ему палеоклиматы на Северо-Востоке Азии выявлены слабо.

Оптимум плиоцена приходится на середину бегуновского времени, определенного нами по данным палеомагнитного изучения разрезов нижнеколымского профиля (рис. 1) в интервале 5.1 - 3.4 млн. лет (Палеоген ..., 1989). Время оптимума

предположительно относится к 4.5 - 4 млн. лет. Палинологические материалы для этого времени обильны и неоднозначны (Волобуева и др., 1990; Гитерман, 1985; Палеоген ..., 1989; Шер и др., 1979 и др.). По данным автора (Лаухин, 1989; Палеоген ..., 1989) растительность оптимума плиоцена в низовьях Колымы была южнотаежной. А.Ф. Фрадкина находит ей аналоги в районе Великих озер (Палеоген ..., 1989), возможны аналоги и на Южном Урале. Исходя из этих аналогий, на рис. 2 приведены палеоклиматические показатели. Для оптимума плиоцена реконструируются максимальные (за последние 5 млн. лет) смещения растительных зон к северу. Среднегодовые температуры были выше современных на 10 - 12°C, а количество осадков - в 2 - 3 раза больше. Особенно сильно, на 20 - 22°C отличались от современных среднеянварские температуры в низовьях Колымы.

Палиноспектры, характеризующие оптимум плиоцена Чаун-Чукотки, изучены в скв. 1 острова Айон, где совместно с ними найдены фораминиферы, согласно определениям Т.П. Полововой (Волобуева и др., 1990), первой половины плиоцена. Вероятно с этой трансгрессией связано раскрытие Берингова пролива 4.1 млн. лет назад, следы которого обнаружили А.Э. Басилян и др. (1991) на острове Карагинском. Палиноспектры оптимума плиоцена изучены также в Усть-Пегтымельской впадине (где они обнаружены совместно с морскими диатомеями, близкими энеменскому и лимимтеваямскому комплексам Камчатки), на р. Чаанай, на острове Большой Роутан, на р. Ревеем и др. (рис. 1). На юго-востоке Чукотского полуострова, в слоях, датированных по калий-аргону  $4.2 \pm 0.7$  и  $4.3 \pm 0.5$  млн. лет (Акинин и др., 1988), также выявлены палиноспектры южнотаежных сосново-еловых лесов с тсугой, пихтой, небольшой примесью *Corylus*, *Mugica* и др.

Существенное смягчение климата для этого времени известно практически на всех континентах. Значительное потепление отражено в составе брунсуимских флор на Рейне (Zagwijn *et al.*, 1987). Климат Украины в то время был близок к субтропическому (Сиренко, Турло, 1980). В.С. Зыкин (1986) для этого времени описал субтропическую фауну моллюсков в бассейне Иртыша, а Ф. Хилден (Hilden, 1987) - проникновение теплолюбивой *Globorotalia puncticula* в Средиземное море. Летняя температура поверхностных вод у берегов Антарктиды в то время превышала современную на 7 - 10°C (Ciselski *et al.*, 1974), что привело к резкому уменьшению объема ледникового щита Антарктиды и к повышению уровня Мирового океана.

В конце бегуновского времени отмечаются следы похолодания. Так, в среднем течении р. Алазеи (рис. 1) в верхней части слоев эпохи Гильберт (Карташова и др., 1987) получены палиноспектры лиственничников с участками сосновых и березовых лесов и обширными зарослями кустарни-

ковых берез и ольховника (переход к лесотундре?). У р. Некейвеем, также в слоях конца эпохи Гильберт, изучены палиноспектры разреженных северо-таежных лесов и лесотундры (Волобуева и др., 1990). В низовьях Колымы в конце бегуновского времени по палинологическим данным отмечается

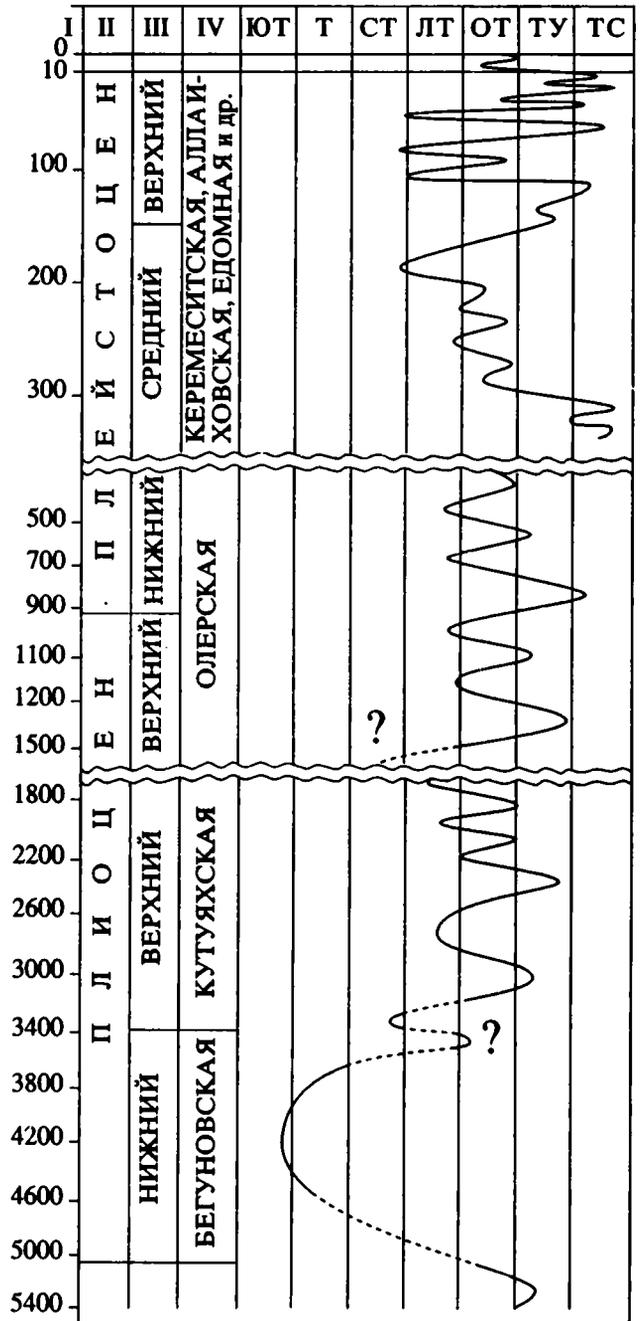


Рис. 2. Палеоклиматическая кривая последних 5 млн. лет для северных районов Северо-Востока Азии (рис. 1).

I - время в тыс. лет; II - эпоха; III - век; IV - местные стратиграфические подразделения (свиты, толщи, слои); природно-ландшафтные зоны и подзоны: ЮТ - южная тайга, Т - тайга, средняя тайга, СТ - северная тайга, ЛТ - лесотундра, ОТ - островные леса в тундре, южная тундра, ТУ - тундра, ТС - тундростепь.

экспансия темнохвойной (еловой) тайги, а затем и лесотундровой растительности (Лаухин, 1989; Шер и др., 1979). В верхних слоях бегуновской свиты известны (Шер и др., 1979) грунтовые жилы, связанные с морозобойным растрескиванием и остатки тундровых жужелиц. Этот этап похолодания в последовательности палеоклиматических событий низовой Колымы отвечает, скорее всего, времени 3.5 - 3.6 млн. лет и может быть сопоставлен с началом оледенения Скотта в Антарктиде (Mayevskii, 1975), оледенения Вьедма в Патагонии (Mercer *et al.*, 1982) и с ростом ледников на хребте Врангеля (Armentron *et al.*, 1978) на Аляске. Однако не исключена его синхронность следам похолодания, выявленным в середине толщи 12 острова Карагинский (Басилян и др., 1991). В этом случае пик похолодания на рис. 2 следовало бы опустить на уровень 3.8 - 3.9 млн. лет.

Для самых верхов бегуновской свиты в низовьях Колымы вновь характерны палиноспектры северной тайги. Кратковременное потепление в самом конце бегуновского времени отражено в палиноспектрах хвойно-мелколиственных лесов в слоях, подстилающих нижнюю морену, вскрытую скв. 28 на Ванкаремской низменности на севере Восточной Чукотки.

Бегуновская свита в низовьях Колымы перекрывается слоями кутуях. В верхней части слоев кутуях в низовьях р. Крестовки (рис. 1) собрана фауна, в составе которой определены *Synoptomys* (cf. *Pliotomys*) sp., *Mimomys* cf. *coelodus* Kretz., *Cromeromys* cf. *irtyshensis* Zash. Эволюционный уровень зубной системы найденных *Cromeromys* и *Mimomys* характерен для среднего виллафранка, а прогрессивное строение коренных зубов *Synoptomys* позволяет датировать верхи слоев кутуях началом среднего акчагыла (Шер и др. 1979). Эта фауна, палеомагнитные и палинологические данные разреза на р. Крестовка и в нижнеколымском профиле определяют возраст слоев кутуях в интервале 3.4 - 1.8 млн. лет (Лаухин, 1989; Палеоген ..., 1989). В низовьях Колымы в первой половине времени кутуях климатические флуктуации были не очень контрастными (Гитерман, 1985). К тому же наиболее изученный разрез слоев кутуях (в низовьях р. Крестовки) сильно деформирован криогенными процессами. Это затрудняет использование палинологических данных для реконструкции изменений палеоклимата. Поэтому климаты первой половины времени кутуях реконструированы (рис. 2) по материалам разреза, вскрытого скв. 28 на севере Восточной Чукотки (рис. 1).

Скважина 28 вскрыла две позднелиценевые морены (Лаухин, Патык-Кара, 1991). Ранее оледенение совпадало по времени с берингийской трансгрессией. По палеоклиматическим данным и путем внутрирегиональных корреляций раннее оледенение датировано 3.2 - 3 млн. лет, а позднее - 2.5 - 2.4 млн. лет. Однако берингийская транс-

грессия по более новым данным могла происходить 3.6 - 3.2 млн. лет назад, а наибольшее похолодание приходится на начало этого этапа (Басилян и др., 1991), что позволяет считать возраст раннего оледенения Чукотки несколько древнее, чем 3.2 - 3 млн. лет.

Палеотемпературные кривые и годовые суммы осадков для времени этих оледенений рассчитал В.А. Климанов информационно-статистическим методом по палинологическим данным скв. 28 (анализы Б.В. Белой). Установлено, что летние температуры межледниковья, разделявшего эти оледенения, мало отличались от температур раннего оледенения, но зимние - были на 8 - 9°C ниже (рис. 2). Близкие температуры и количество осадков характерны в настоящее время для районов г. Святого Ильи на Аляске, где современные ледники опускаются до уровня моря. На севере Чукотки современный климат более суровый, но в связи с тем, что осадков выпадает вдвое меньше, оледенение в настоящее время не развивается. Очевидно, развитие раннего оледенения было связано не столько с понижением температуры, сколько с одновременным увеличением влажности - развитием морской (берингийской) трансгрессии и увеличением количества осадков. В центральных, удаленных от моря, районах Восточной Чукотки раннему оледенению могут соответствовать древнейшие псевдоморфозы по ледяным жилам на ручье Пеньельхин (Лаухин и др., 1988).

Следы оледенения около 3.2 млн. лет известны в Исландии (Ахметьев и др., 1978), на Памире (Никонов, Пахомов, 1984), в Патагонии (Mercer *et al.*, 1982), в Кордильерах (Curry, 1979) и т.д. Около 3.6 млн. лет назад отмечался рост ледников на хребте Врангеля (Armentron *et al.*, 1978). В Антарктиде около 3.5 млн. лет назад началось оледенение Скотта (Mayevskii, 1975). В Средиземном море с этим похолоданием связано появление *Globorotalia crassiformis* (Drawry, 1979), а на юге Западной Сибири (р. Иртыш) - первых палеоарктических моллюсков (Зыкин, 1986). Позднее оледенение (2.5 - 2.4 млн. лет) на севере Восточной Чукотки происходило в условиях более низких (на 16 - 20°C) зимних температур, чем в настоящее время в районе современного горно-долинного оледенения Аляски около 60° с.ш. Количество осадков в этих районах Аляски сейчас более чем на 50 - 100 мм больше. Очевидно, что позднее оледенение в плицене на севере Восточной Чукотки развивалось, в основном, за счет снижения температуры. В низовьях Колымы, видимо, этому времени отвечают полигонально-жильные льды одной из систем псевдоморфоз, известных в слоях кутуях. Примерно тогда же произошло оледенение Альп (Сагао *et al.*, 1975), Кавказа, хребта Сьерра-Невада (Curry, 1979), оледенение Эль-Крик в Неваде, Небраске, Айове (Никифорова, 1989). Близким временем К.В. Никифорова (1989) датирует древнейшие лессы Южного Памира, Ташкентского района и

Китая. Тогда же появились первые лемминги в Европе (Azzaroli, 1983), в Северной Америке (Repening, 1989), в Восточной Сибири (Агаджанян, Ербаева, 1989) и в Западной Сибири, где, кроме того, формировались первые псевдоморфозы по ледяным жилам (Зажигин, 1980).

Последняя треть времени кутуях в низовьях Колымы отличалась колебаниями климата, когда лесотундровая растительность неоднократно сменялась тундровой; возникали и деградировали полигонально-жильные льды. Отдельные этапы потеплений и похолоданий этого времени изучены палинологически в разных разрезах от Колымы до Берингова пролива (рис. 1), но выявление их точного временного положения в интервале 2.3 - 1.8 млн. лет здесь весьма затруднительно. В целом, этот этап может соответствовать тегелену Европы, который также отличался серией потеплений и похолоданий.

Интервал 1.8 - 0.6 млн. лет назад в низовьях Колымы соответствует олерскому времени. Олерская свита сравнительно детально изучена палеомагнитным методом между Колымой и Индигиркой, содержит многочисленные местонахождения млекопитающих (Шер и др., 1979; Лаухин и др., 1983; Решения ..., 1987 и мн. др.). Фауна делится на два комплекса: нижнеолерский (1.8 - 0.8 млн. лет), включающий *Predicostionix compitalus* Zazh., *Allophaiomys* cf. *pliocenicus* Korm., *Gulo* cf. *schlosseri* Krom., *Arctelephas* sp. 1, *Praeovibos beringiensis* Sher., *Homoterium* sp. и др.; верхнеолерский (после 0.8 млн. лет), включающий *Dicrostionix renides* Zazh., *Arctelephas* sp. 2, *Equus* ex gr. *mosbachensis* Reich., *Cervalces* af. *latifrons* Johne., *Soergilia* af. *elisabethae* Schoub., *Canis lupus* cf. *mosbachensis* Kretz., *Praeovibos* cf. *priscus* Staud., *Rangifer* sp. и др. По палеомагнитным, палеокриологическим и палинологическим данным олерское время может быть разделено на три интервала: раннее, среднее и позднее.

В начале олерского времени, на рубеже его с кутуяхским, по палинологическим данным отмечается потепление. Ему соответствует формирование торфяников внизу олерской свиты на р. Большая Чукочья. По времени оно близко потеплению, которое известно в конце эпохи Олдувей. С ним в Гренландии 1.8 - 1.6 млн. лет назад связано проникновение лесной растительности далеко на север (Funder *et al.*, 1985), а на севере Украины в то время последний раз в кайнозойские средние температуры зимы были положительными (Сиренко, Турло, 1980). Это потепление непосредственно предшествовало интенсивному похолоданию в низах олера. Во время этого похолодания в низовьях Колымы впервые в кайнозой появились тундровые ассоциации. В последовательности палеоклиматических событий раннеолерское похолодание может отвечать эбурону Европы и мидлону Северной Америки.

В среднем олере (около 1.3 - 0.8 млн. лет) вначале формируются торфяники, распространяются лиственнично-березовые редколесья, частично деградировавшие многолетние мерзлота. Небольшой пик похолодания отмечается псевдоморфозами по ледяным жилам. Завершается средний олер волной похолодания и развитием в низовьях Колымы тундростепей. Соответствующий им регионально выраженный маревый горизонт располагается ниже границы Брюнес-Матуяма, в некоторых разрезах захватывая эту границу (Решения ..., 1987). Во время этого похолодания началась и развивалась в последующее потепление раннеэнкайская трансгрессия на севере Чукотки. В Валькарайской впадине (на р. Ревеем) нижнеэнкайские слои датированы по палеомагнитным данным, диатомовым, фораминиферовым комплексам 0.93 - 0.63 млн. лет (рис. 1). Похолодание, соответствующее маревому горизонту, по времени и интенсивности близко к гюнцу (менапу) Европы и небраске Северной Америки. В Европе в это время развивается первое покровное оледенение. Скандинавский ледниковый щит, согласно В.А. Зубакову (1990), по размерам был близок валдайскому, В.С. Волкова (1981) для этого времени реконструирует в Западной Сибири смещение растительных зон на 9° - 10° южнее их современного положения.

В позднем олере (0.8 - 0.6 млн. лет) выше границы Брюнес-Матуяма в верхнеолерской подлите Колымо-Индигирского междуречья по палеокриологическим данным можно выделить две волны похолодания. По палинологическим данным здесь распространялись лиственнично-березовые леса и лесотундры, которые затем сменяются тундрами. Точная датировка этих событий затруднительна, поэтому сложно сказать: отражен в позднем олере один цикл "потепление-похолодание" или два, как показано на рис. 2. Предположение о двух циклах основано на палеокриологических данных: на том, что палиноспектры похолоданий в верхнем олере на Колымо-Индигирском междуречье занимают не совсем одинаковое стратиграфическое положение, а в Северном Приохотье, на Уракском плато, известны датированные ТЛ-методом морены авлекатского (580 ± 150 тыс. лет) и мавринского (470 ± 120 тыс. лет) оледенений (Решения ..., 1987). Следы двух оледенений в интервале 0.8 - 0.45 тыс. лет могут быть прослежены на Камчатке и в бассейне верхнего течения Колымы. Однако в последнем случае датировки их сделаны палеомагнитным методом менее уверенно. Этот этап соответствует гюнцминделю, который на севере Чукотки захватывает вторую половину энкайской трансгрессии, а затем - миндельскому оледенению Европы и канзасскому - Северной Америки. В Западной Сибири им соответствует мансийское и шайтанское оледенения.

Среднеплейстоценовые отложения и палеоклиматы того времени наиболее детально изучены в низовьях Индигирки по рекам Керемесит и Аллаиха (рис. 1). В этих и многих других разрезах среднеплейстоценовые слои содержат обильную фауну млекопитающих с *Ochotona hyperborea* Pall., *Equus* sp., *Mammuthus* sp., *Bison priscus* Woj., крупные и мелкие формы и т.д.

В начале среднего плейстоцена березово-лиственничные северотаежные леса продвигались на север практически до дельты Индигирки. Значительную роль играли ерники. Последний раз многолетняя мерзлота деградировала к югу от современной береговой линии, возможно, полностью. Среднегодовые температуры в оптимум могли подниматься до 0°C. Этот этап соответствует миндель-рисскому, лихвинскому межледниковью Европы и ярмутскому – в Северной Америке.

В середине и во второй половине среднего плейстоцена на Колымо-Индигирском междуречье четко проявились два похолодания. Во время обоих похолоданий получили развитие криоаридные тундростепи. Они характеризуются многочисленными палиноспектрами и энтомофауной криоксеротического облика. Для этого времени особенно характерны *Dicrastonix simplicior* Fejf., *Lemmus* cf. *obiensis* Br. и др. – дикростониевые слои на р. Аччагай-Аллаиха. По изотопно-кислородному составу ( $\delta^{18}O$ ) полигонально-жильных льдов А.А. Архангелов и др. (1990) определили среднелисьские температуры для последнего среднеплейстоценового похолодания –37 ... –40°C. Судя по палинологическим данным и нескольким ярусам криотурбаций, структура похолоданий была более сложной и многостадийной, чем показано на рис. 2. В горах Чукотки развивалось по меньшей мере два оледенения. В потепление, разделявшее эти два похолодания, среднегодовые температуры могли быть выше современных на 2 - 5°C, лесотундра и северная тайга продвигались к северу. Частично деградировала многолетняя мерзлота, формировались торфяники. Климат был межледниковый. Ледники в горах Чукотки вряд ли сохранялись. Этот этап соответствует риссу Европы, самаровскому, тазовскому оледенениям Сибири и иллинойскому – в Северной Америке.

Позднеплейстоценовые палеоклиматы изучены на Колымо-Индигирском междуречье и многочисленных обнажениях ледового (едомного) комплекса.

0.095 - 0.12 млн. лет назад в низовьях Колымы вновь распространились березово-лиственничные леса. Лесная растительность продвигалась на 300 км севернее современного расположения северной границы лесов. Южная граница сплошной мерзлоты отступила почти до современной береговой линии; среднеянварские и среднеиюльские температуры были на 2 - 4°C выше современных, а количество осадков на 100 - 200 мм больше (Величко, Нечаев, 1988). Этот этап соответствует

рисс-вюрмскому, микулинскому межледниковьям Европы, казанцевскому – Сибири и сангамонскому – Северной Америки.

0.01 - 0.095 млн. лет назад на Колымо-Индигирском междуречье установлено 3 этапа резкого похолодания: 95 - 50, 34 - 29 и 24 - 10 тыс. лет назад. Среднегодовые температуры могли достигать –25°C; среднелисьские, по А.А. Архангелову и др. (1990), 95 - 50 тыс. лет назад составляли –40 ... –43°C, а 24 - 10 тыс. лет назад –39 ... –42°C. По данным же палеокриологии Т.Н. Каплина и И.Д. Кузнецов (1975) оценивают среднегодовые температуры во время позднеплейстоценовых похолоданий –20 ... –32°C, чему соответствуют среднеянварские температуры –70 ... –80°C. Видимо реальные значения находятся где-то посередине, но вряд ли они были выше современных среднегодовых температур в Оймяконе (около –17°C). В горах Чукотки развивалось многостадийное оледенение, чем дальше к востоку, тем больше выходившее в предгорья. Во время потеплений, разделявших похолодания 34 - 50 и 24 - 29 тыс. лет назад, формировались торфяники, ископаемые почвы, развивался термокарст. 34 - 50 тыс. лет назад древесная растительность доходила до океана, среднеянварская температура на Колымо-Индигирском междуречье достигала –32°C, среднеиюльская 15°C, сумма осадков 250 - 300 мм. В настоящее время для этого этапа имеется много радиоуглеродных датировок, которые позволяют его синхронизировать с вюрмом Европы, висконсином Северной Америки, зырянским и сартанским оледенениями Сибири.

Таким образом, за последние 5 млн. лет флуктуации климата на крайнем севере Северо-Востока Азии были многочисленны и достигали больших амплитуд, особенно в плейстоцене. Последовательность климатических событий в этих районах в целом хорошо коррелируется с климатическими событиями Северного полушария, находит свои аналоги и в Южном полушарии. Однако изученность и, особенно, датировка климатических событий на Северо-Востоке Азии пока еще схематичны.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные СССР. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Акинин В.В., Ант Ю.Е., Белая Б.В. и др. Время щелочно-базальтового вулканизма Чукотского полуострова по палинологическим и К-Аг датировкам // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Ч. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 19 - 24.
- Архангелов А.А., Конягин М.А., Михалев Д.В. и др. Палеогеографические изменения по данным кислородно-изотопного состава грунтовых льдов на Северо-Востоке СССР // Четвертичные события и стратиграфия Евразии и Тихоокеанского региона. Ч. 1. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. С. 12 - 14.

- Ахметьев М.А., Братцева Г.М., Гитерман Р.Е. и др.* Стратиграфия позднего кайнозоя и флора Исландии. М.: Наука, 1978. 188 с.
- Басилян А.Е., Баринов К.В., Орешикина Т.В. и др.* Плиоценовые трансгрессии Берингова моря // Плиоценовая и антропогенная палеогеография и биостратиграфия. М.: ГИН РАН, 1991. С. 5 - 24.
- Величко А.А., Нечаев В.П.* Эмпирическая палеоклиматология и историческая геокриология; пример реконструкции криолитозоны микулинского межледникового // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. Владивосток: ТИГ ДВО АН СССР, 1988. С. 19 - 21.
- Волкова В.С.* Изменения климата и ландшафтов Западной Сибири в плейстоцене по палинологическим и геологическим данным // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1981. Вып. 494. С. 92 - 97.
- Волбуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П. и др.* Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. Ч. 2. 48 с.
- Гитерман Р.Е.* История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене. М.: Наука, 1985. 96 с.
- Зажигин В.С.* Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 339. 160 с.
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические изменения в неогене. Л.: Гидрометиздат, 1990. 223 с.
- Зыкин В.С.* Изучение пресноводных моллюсков для стратиграфии плиоцена Западной Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1986. Вып. 647. С. 94 - 102.
- Зырянов Е.В., Лаухин С.А., Полякова Е.И.* Морские диатомы и палинокомплексы миоцена Восточной Чукотки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 97 - 105.
- Каплина Т.Н., Кузнецова И.Л.* Геотемпературная и климатическая модель эпохи накопления едомной свиты Приморской низменности Якутии // Проблемы палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН СССР, 1975. С. 170 - 173.
- Карташова Г.Г., Колесников С.Ф., Пурумова Л.Г.* Новые данные о плиоцене Северо-Восточной Азии // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Восточной Азии и Тихоокеанского региона. Владивосток: ТИГ ДВО АН СССР, 1987. С. 70 - 77.
- Лаухин С.А.* Палинологическая характеристика плиоцена нижнего течения Колымы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 65 - 72.
- Лаухин С.А., Шер А.В., Касперович В.Н. и др.* Находки фауны млекопитающих позднего кайнозоя у оз. Тастах и возв. Джелон-Сисэ (междуречье Хромы и Индигирки) // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1983. № 52. С. 182 - 188.
- Лаухин С.А., Рыбакова Н.О., Величко С.В. и др.* Климатические флуктуации второй половины плиоцена Восточной Чукотки // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 3. С. 696 - 700.
- Лаухин С.А., Патык-Кара Н.Г.* Кайнозой шельфа Чукотки и Берингова моря // Палеогеографический атлас шельфов Евразии в мезозое и кайнозое. Лландудно. Англия, 1991. Т. 1. С. 1 - 18.
- Никифорова К.В.* Общепланетарные климатические колебания и их эффект в Северном полушарии // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода, 1989. № 58. С. 37 - 48.
- Никонов А.А., Пахомов М.М.* Древнейшее оледенение Памира // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 128 - 136.
- Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 182 с.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 242 с.
- Сиренко Н.А., Турло С.И.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев: Наукова думка, 1980. 186 с.
- Шер А.В., Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е. и др.* Верхнекайнозойские отложения Колымской низменности // Путеводитель экскурсии XIV Тихоокеанского конгресса. Тр. XI. М.: ВИНТИ, 1979. 117 с.
- Armentron J.M., Echols R.J., Nash K.W.* Late Neogene climatic cycles of the Jakataga formation, Robertson Mountains // Correlation of tropical through high latitude morine deposits of the Pacific basin. IGCP, Project 114, Abstracts and Programm. Stanford, 1978. P. 3.
- Azzaroli A.* Quaternary mammals and the End-Villafranchian disoerisal events - a taving point in the history of Eurasia // Palaeogeogr., Palaeoecol., Palaeoclimatol. 1983. V. 44. P. 117 - 139.
- Carraro F., Mediolli F., Petrucci F.* Geomorphological study of the Morainic amphitheatre of Ivres North-West. Quaternary studies // Bull. Soc. New Zeland. 1975. V. 13. P. 89 - 93.
- Ciselski P.F., Weaver F.M.* Early Pliocene temperature changes in the Antarctic seas // Geology. 1974. V. 2. № 10. P. 511 - 515.
- Curry R.R.* California's Deadman Pass glacial till is also nearly California borderlands: the Carribian connection // J. Foraminif. Res. 1979. V. 9. № 2. P. 85 - 105.
- Drawry D.J.* Aspects of the Early evolution of West Antarctic ice // Antarctic glacial history and World palaeoenvironments / Bakker L. (Ed.), Rotterdam, 1978. P. 25 - 41.
- Funder S., Abramson N., Bennike O., Feyline-Hanssen R.W.* Forested Arctic: evidence from North-Greenland // Geology. 1985. V. 8. P. 542 - 546.
- Hilden F.J.* Sedimentary rhythms and high-resolution chronostratigraphic correlation in the Mediterranean Pliocene. Newsletter Stratigr. 1987. V. 17. № 2. P. 109 - 127.
- Hopkins D.M., Mattews J.V., Wolf S.A., Sibberman M.L.* A Pliocene flora and insect fauna from the Bering strait // Palaeogeogr., Palaeoecol., Palaeoclimatol. 1971. V. 9. P. 211 - 231.
- Koizumi I.* Diatom biostratigraphy for Late Cenozoic North-West Pacific // J. Geol. Soc. Japan. 1985. V. 91. № 3. P. 195 - 211.
- Mayevskii P.A.* Glacial geology and Late Cenozoic of the Transarctic Mountains. Antarctica. Inst. Polar. Studies. 1975. 168 p.
- Mercer J.H., Sutter J.F.* Late Miocene-Earliest Pliocene glaciation in Southern Argentina: implicements for global ice-sheet history // Palaeogeogr., Palaeoecol., Palaeoclimatol. 1982. V. 38. P. 185 - 206.
- Reppening S.A.* Arctic Microtina biochronology-current Status // U.S. Geol. Surv., Circ., 1989. № 1026. P. 99 - 102.
- Zagwijn W.H., Uager H.* Correlations of continental and marine Neogene deposits in the South-Eastern Netherlands and the Lower Rhine district // Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol. 1987. V. 24. № 1 - 2. P. 59 - 78.

УДК (550.93:55.311.231)+551.583.7.394)

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ СИРИИ И ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТА РЕГИОНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 20 МЛН. ЛЕТ

© 1993 г. В. М. Новиков\*, Е. В. Шарков\*, И. В. Чернышев\*, Е. В. Девяткин\*\*,  
А. Е. Додонов\*\*, В. В. Иваненко\*, М. И. Карпенко\*, С. Ханна\*\*\*, Н. Ахтум\*\*\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

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

\*\*\*Генеральное управление геологии и минеральных ресурсов Сирии, г. Дамаск

Поступила в редакцию 07.07.93 г.

Предложен метод и получены результаты по цифровому датированию кор выветривания (КВ). Датированные КВ рассматриваются в качестве индикаторов и временных реперов определенных климатических условий. В этой связи изучены внутривулкановые (межбазальтовые) КВ разновозрастных платобазальтов Сирии. Установлено, что в интервале от 21 до 9 млн. лет назад в регионе формировался элювий монтмориллонитового типа; с 5.5 до 4.5 млн. лет назад гиббсит-галлуазит-гётитового типа. На рубеже плиоцена и квартера образование КВ прекратилось. Эволюция КВ во времени свидетельствует о существенных изменениях климата в регионе соответственно от семиаридного (ранний - средний - поздний миоцен) к влажному теплому (ранний плиоцен) и далее к сухому аридному (четвертичный период). На основании изотопно-геохронологических данных показано, что формирование КВ в геологической истории протекает практически мгновенно (от первых сотен тысяч до 1 млн. лет).

Как известно, коры выветривания (КВ) обязаны своим происхождением исключительно гипергенным процессам и поэтому являются индикаторами палеоклиматов в геологической истории Земли. Климат играет определенную роль в формировании того или иного минерального типа КВ — одна и та же порода в неодинаковых ландшафтно-климатических условиях образует различные продукты выветривания. Региональная КВ, формирующаяся одновременно в разных климатических поясах, характеризуется зональностью, выраженной в закономерном размещении ее минеральных типов в пространстве (Страхов, 1962). В свою очередь региональный характер развития мощного элювиального чехла меняет облик земной поверхности (выравнивание территории, смена растительного покрова и пр.) и приводит к значительным изменениям окружающей среды и климата. Изменение климата во времени находит свое отражение в смене минеральных типов КВ (или ее отсутствии) в стратиграфическом разрезе. Таким образом, данные по закономерностям размещения, возрасту и минеральному составу КВ могут быть использованы в качестве индикатора и временного репера определенных климатических и физико-географических условий как по латерали, так и по вертикали исследуемых разрезов.

До настоящего времени при определении возраста КВ принимались “качественные” временные интервалы, соответствующие в отдельных

случаях эре, чаще периоду и эпохе, редко веку. Подобное датирование (мезозойская, меловая, позднемiocеновая КВ и т.д.) обусловило неопределенность понимания длительности формирования КВ (от сотен и более миллионов до первых миллионов лет) и невозможность точной их геохронологической идентификации. В литературе только в последние годы начинают появляться цифровые данные о возрасте КВ (Новиков и др., 1989, 1991). Авторами проведено геохронологическое изучение КВ позднекайнозойских платобазальтов Сирии.

### МЕТОДИКА

Коры выветривания, связанные с областями развития молодого вулканизма, являются идеальным полигоном для их возрастного датирования. Циклический характер формирования платобазальтов обуславливал здесь развитие внутривулкановых (межбазальтовых) КВ в перерывах между магматической деятельностью и их “консервацию” при ее возобновлении. В результате образовалась расслоенная многоэтажная толща, состоящая из потоков неизмененных базальтов и развитого по ним глинистого элювия. КВ датироваются путем определения К-Аг возраста вмещающих пород. Нижний и верхний возрастные пределы КВ устанавливались по базальтам, отображенным соответственно из подошвы ископаемого

элювия и перекрывающего его потока. Разница этих определений и составляет интервал времени формирования КВ. Для измерения ультрамалых количеств радиогенного аргона (порядка  $10^{-10}$  -  $10^{-11}$  г) использовался низкофонный аппаратный комплекс: масс-спектрометр МИ-1330, работающий в статическом режиме, с автоматической системой управления и регистрации на базе микроЭВМ "Электроника ДЗ-28" и модернизированной низкофонной выделительной установки А-4-7. Уровень фона ("горячий" холостой опыт) составил  $(6 - 8) \times 10^{-12}$  г по  $^{40}\text{Ar}$  и был, как правило, на два порядка ниже количества радиогенного аргона в опыте. Содержание радиогенного аргона определялось методом изотопного разбавления с трасером  $^{38}\text{Ar}$ ; точность определения контролировалась периодическими измерениями эталонных проб и изотопного состава атмосферного аргона. Содержание калия определялось методом пламенной фотометрии.

Исследования проводились на плиоценовом плато Шин (Хомский ареал) и останцах миоценовых базальтов Хауранско-Друзского лавового плато к югу от г. Дамаска (рис. 1). И с теми, и с другими платобазальтами связаны внутрипокровные КВ. Это дает уникальную возможность в пределах одного региона датировать в цифровом выражении разновозрастные КВ в значительном (20 млн. лет) временном интервале, проследить эволюцию этих образований и сделать выводы о палеоклиматических условиях времени их формирования. Важно отметить, что в толщах широко развитых в рассматриваемом регионе четвертичных базальтов и на их поверхности КВ не отмечаются.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВ ИЗУЧЕННЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ ПЛАТО

Северо-западная часть Аравийской плиты является классическим районом развития платобазальтов, изливавшихся в интервале от 20 млн. лет назад до исторического времени. Их появление связано с геологической активностью северо-восточной периферии Красноморской рифтовой области. Эти лавовые плато образованы титанистыми базальтами умеренной и нормальной щелочности. Размеры лавовых полей платобазальтов весьма различны – от единичных долинных потоков до огромных лавовых плато площадью в сотни и тысячи, вплоть до сотен тысяч квадратных километров (Сирийско-Иорданское плато). Мощности таких плато могут достигать 1 - 1.5 км, а количество потоков – нескольких десятков. Над поверхностью лавовых плато нередко наблюдаются цепочки шлаковых и шлаково-пирокластических конусов, трассирующих трещины – подводные каналы, чаще всего ориентированные в северо-западном направлении.

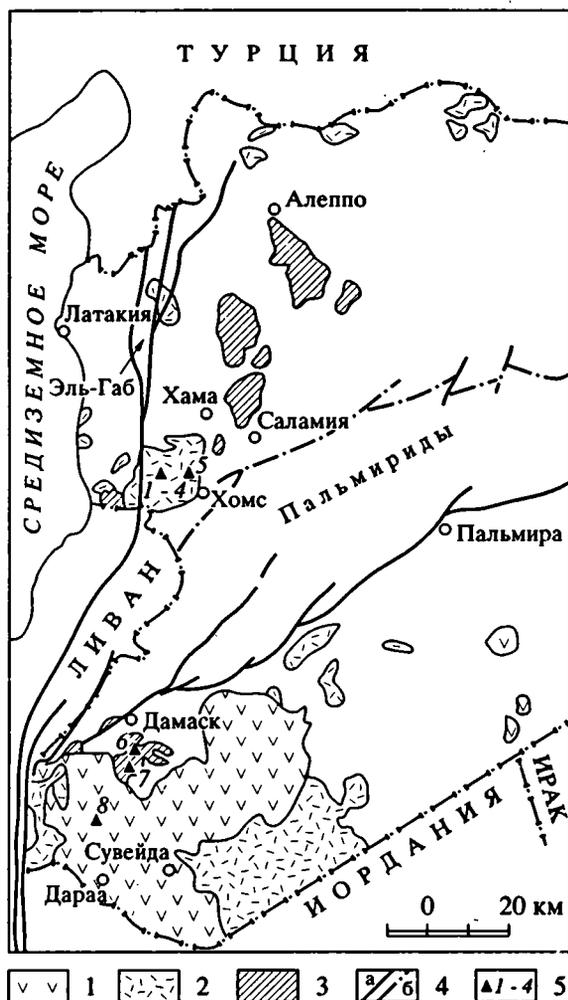


Рис. 1. Схема размещения платобазальтов Сирии и точки отбора проб на изотопное датирование. 1 - 3 – базальты: четвертичные (1), плиоценовые (2), миоценовые (3); 4 – разломы установленные (а), предполагаемые (б); 5 – расположение и номера изученных разрезов.

Позднекайнозойский магматизм региона развивался в три этапа: раннемиоценовый, по времени совпадающий с раскрытием рифта Красного моря; позднемиоцен-раннеплиоценовый, совпадающий с раскрытием залива Акаба и формированием трансформного разлома Мертвого моря (Левантийского); и позднеплиоцен-четвертичный, с которым связан общий подъем территории и формирование современного рельефа. Распределение разновозрастных базальтов на территории Западной Сирии показано на рис. 1. Нами были исследованы образцы из всех трех возрастных групп.

Наиболее подробно были изучены КВ, развитые в пределах плиоценового плато Шин. Это плато тяготеет к Левантийскому разлому, отчетливо прослеживаемому на северо-западе Сирии в виде впадины Эль-Габ (Поникаров и др., 1969), и представляет собой вытянутую в северо-западном

направлении возвышенность. В плане оно имеет овальную форму и площадь около 1200 км<sup>2</sup>. Судя по данным бурения, рельеф подошвы плато неровный. Мощность базальтового покрова в центральной части составляет около 350 м и снижается на окраинах до 50 м. Плато сформировано серией базальтовых потоков, количество которых в его центральной части достигает 25 - 30. Ранее предполагалось, что лавовые потоки, залегая субгоризонтально, прослеживаются по всей площади базальтового ареала. Однако предварительное изучение космоснимков плато Шин (Хомского ареала) показало наличие здесь по крайней мере нескольких центров извержений, вытянутых вдоль оси плато. По-видимому, они функционировали не одновременно, так как общая стратиграфическая последовательность, представленная на основании частных разрезов (Шарков и др., 1987), не подтверждается результатами наших детальных геохронологических исследований. Мощность лавовых потоков варьирует от 0.5 до 10 - 12 м. В вертикальном разрезе они чередуются с КВ (Шарков и др., 1986).

Коры выветривания в пределах Хомского ареала распространены чрезвычайно широко. Они наблюдаются в естественных обнажениях, в дорожных выемках, а также вскрыты в скважинах и представлены в виде субгоризонтальных плащеобразных преимущественно межбазальтовых горизонтов, а на дневной поверхности (на верхних базальтовых потоках), как правило, не наблюдаются. Мощность элювиальных образований обычно не превышает 0.5 - 1 м, хотя в отдельных случаях достигает 45 м. Геохронологическое датирование КВ проводилось в центральной части Хомского базальтового поля и на восточной его периферии. В центральной части плато Шин, примерно в 20 км к западу - северо-западу от г. Хомса, было выбрано 4 опорных разреза: у поселка Бахур, в 5 км к СЗ от него (гора Ин-Алкуд) и в 1.5 и 4 км восточнее (соответственно поселки Эйн-Загра и Хадие). Первый разрез представляет собой мощную (около 100 м) толщу, в которой среди серии базальтовых потоков имеется 10 прослоев КВ небольшой (от 1 до 8 м) мощности каждый. Изотопному анализу подвергались вмещающие базальты самого мощного верхнего элювиального горизонта (обр. 66-11, 66-12), а также базальты из подошвы КВ нижней части рассматриваемого разреза (обр. 66-1). Такое опробование позволило с одной стороны датировать возраст двух конкретных горизонтов КВ и с другой - определить время формирования стометровой расслоенной базальто-элювиальной толщи в целом. Во втором разрезе были проанализированы базальты, вмещающие маломощный (2 м) прослой КВ (обр. 128-2, 128-1). Третий разрез выбран в связи с тем, что КВ здесь развита на дневной поверхности, что, как указывалось выше, представляет редкий случай для исследуемого района. Предполагалось, что

этот элювиальный покров может быть одним из последних по времени образования. Мощность покрова около 2 м. Анализировались базальты из подошвы элювия, обозначающие начало времени его формирования (обр. 77-4). Четвертый разрез уникален мощностью КВ, которая составляет 45 м, хотя здесь не исключено присутствие туфового материала, достраивающего разрез выветривающихся базальтов (обр. 148-3, 148-1). На восточном фланге Хомского ареала КВ изучались в 20 км к ЮЮЗ от г. Хама, в районе поселка Аль-Зараа. Здесь пробурено несколько неглубоких скважин, которые под чехлом четвертичных отложений мощностью 3 - 5 м вскрыли базальты с прослоем глинистого элювия. Исследовался разрез с КВ мощностью в 2 м. Мощность покрывающего базальтового потока около 20 м, подстилающего - больше 5 м (обр. 813-3, 813-1). В связи с тем, что рассматриваемый разрез находится вблизи подножия плато, предполагается и более древний возраст подстилающих базальтов и связанных с ними КВ. Изученные разрезы приведены на рис. 2.

КВ этих и других разрезов плато Шин образуют субгоризонтальные межбазальтовые прослои и сложены однородными рыхлыми красно-бурыми глинисто-охристыми образованиями. Во влажном состоянии они пластичны, а при высыхании - плотные, довольно тяжелые глины. Как правило, в них сохраняются текстурно-структурные особенности исходных пород - базальтов и в единичных случаях (4 разрез) - их туфобрекчий и туфоагломератов. В профиле выветривания изученных элювиальных образований визуально ясно выраженной зональности не отмечается. В нижних частях КВ наблюдается дезинтеграция базальтов на отдельные блоки с развитием глинистой минерализации по сетке трещин. Реликтовые блоки исходных пород приобретают "шаровую отдельность" и разрыхляются. Цвет дезинтегрированных базальтов - серый или серовато-желтый. Вверх по разрезу они плавно переходят в красно-желтые и красные массивные латеритоподобные породы.

Минеральный состав КВ центральной части плато и его периферии различен. Первые сложены галлуазитом, гётитом, гематитом. В виде примеси отмечаются магнетит, псиломелан, аллофан, гиббсит (Шарков и др., 1986). В распределении гипергенных минералов наблюдается определенная закономерность. Нижняя часть КВ сложена преимущественно галлуазитом, в составе верхней - преобладают минералы гидроксидов железа и в значительно меньшей степени алюминия. Химический состав продуктов выветривания также дифференцирован по профилю. Снизу вверх отмечается переход железа из закислых форм в окисные, вынос большинства породообразующих компонентов и накопление в кровле элювия Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. КВ восточных флангов плато Шин имеют четко выраженный однозональный

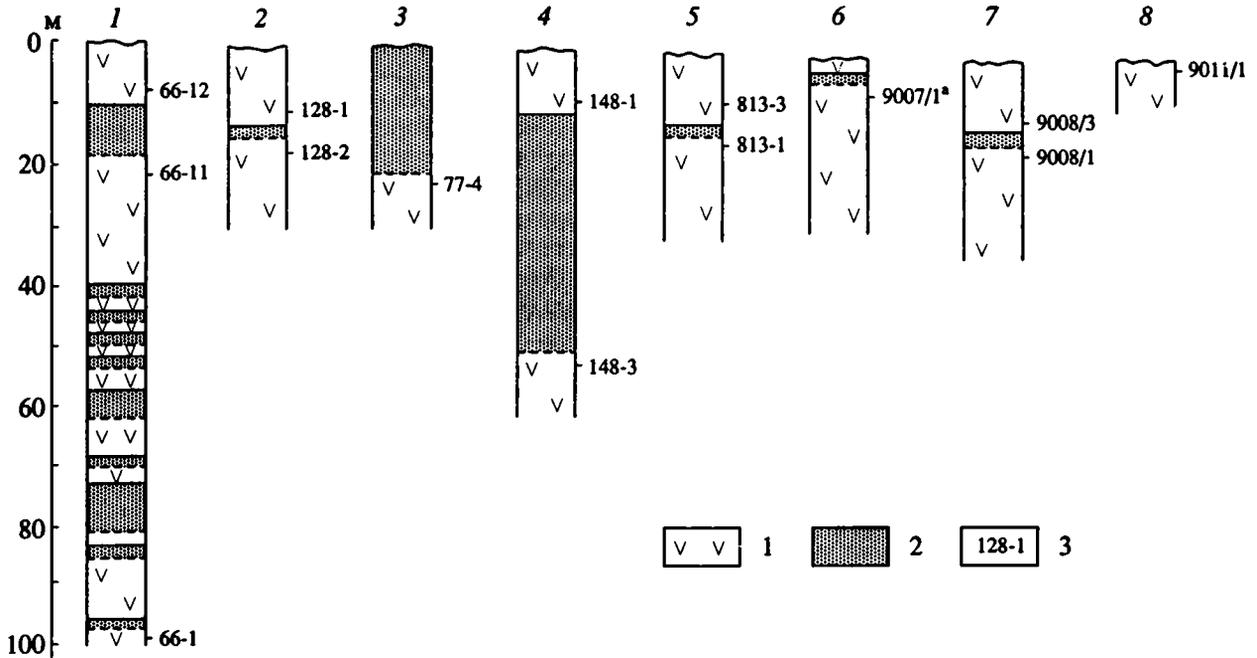


Рис. 2. Разрезы расслоенных базальто-элювиальных толщ (номера соответствуют номерам разрезов, приведенным на рис. 1).

1 – базальты; 2 – КВ; 3 – номера образцов на К-Аг определение (соответствуют номерам в таблице).

профиль и состоит в основном из монтмориллонита. В небольших количествах отмечаются также гётит, кальцит, кварц. Наблюдается незначительное обогащение гидроксидами железа верхних частей профиля, где они распылены в виде пигмента в глинистой массе. В литературе приводятся сведения о наличии в КВ базальтов Сирии латеритных бокситов. Однако эти данные не подтверждены фактическим материалом (Элиас Камаль Ассад, 1985). Таким образом, КВ центральной части плато Шин по своему составу должны классифицироваться как аллитные или латеритные образования, в то время как элювий флангов плато может быть отнесен к сиаллитам.

Раннемиоценовые базальты и связанные с ними КВ были изучены в пределах Хауранско-Друзского базальтового плато. Оно расположено на юго-западе Сирии и продолжается на территории Иордании. Раннемиоценовые базальты плато несогласно налегают на отложения мела и палеогена и в свою очередь перекрываются плиоцен-четвертичными базальтами и континентальными четвертичными отложениями Дамасского бассейна. На уровне современного эрозионного среза площадь выходов раннемиоценовых базальтов составляет около 200 км<sup>2</sup>, хотя первоначально размеры плато очевидно были значительно больше. Рассматриваемая базальтовая толща образована 20 - 25 потоками, часто разделенными горизонтами КВ, которые устанавливаются в пределах всей площади ареала. По составу среди базальтов преобладают разновидности нормальной и умеренной

щелочности. Мощность плато достигает 400 м. Геохронологическое изучение базальтов и связанного с ними ископаемого элювия проводилось на северной окраине плато. В расслоенной толще базальтов изотопному определению подвергались эффузивы, вмещающие самый верхний (поздний) покров КВ. Участками этот элювиальный покров развит на дневной поверхности плато, местами “бронируется” маломощными потоками базальтов. Цель датирования – установить возраст горизонта КВ, маркирующего время окончания миоценового вулканизма. Было выбрано два однотипных, расположенных на близких гипсометрических уровнях разреза в 10 и 30 км к югу от г. Дамаска (см. рис. 2). В первом разрезе в обрыве у шоссеной дороги (Джабаль эль-Кальб) обнажаются сверху вниз:

1. Базальты рыхлые, выветрелые, с кальцитом, жемами карбонатов и цеолитами, заполняющими пустоты; карбонаты в виде стяжений в верхней части базальтов распределены горизонтально. Мощность 2 - 3 м.
2. КВ образует прослои и линзы неправильной формы. Мощность 1 м.
3. Базальты черные, крепкие. Мощность 3 - 4 м.

Второй разрез находится у дер. Менкат эль-Хатаб. Здесь в дорожном карьере вскрыто два базальтовых потока с элювиальным горизонтом между ними. Мощности КВ и вмещающих (верхних и нижних) базальтов соответственно составляют 2, 3, более 5 м.

В первом разрезе анализировались базальты нижнего потока (обр. 9007/1а), во втором – верхнего и нижнего (обр. 9008/3, 9008/1).

КВ Хауранско-Друзского базальтового плато по условиям залегания и внешнему облику близки элювиальным образованиям плато Шин. Они также формируют близкие к горизонтальным покровы в толще базальтов. Нижняя граница (подошва) КВ с материнскими базальтами неровная, изрезанная. Глинистый элювий в кровле покрова образует выдержанный по мощности горизонт, а в нижней его части развивается по трещинам в виде карманов и “жил” на глубину до 6 - 7 м. Верхний контакт КВ с перекрывающими базальтами четкий и ровный (рис. 3). Продукты выветривания представлены тонкозернистыми, в общем однородными глинистыми красноцветными образованиями. Минеральный состав – монтмориллонит, кальцит, кварц, гётит. Карбонаты нередко образуют стяжения.

Проведенные исследования показывают, что КВ Сирии связаны с плиоценовыми и миоценовыми базальтами и неизвестны среди четвертичных вулканических образований или на них. Этот факт иллюстрируется прежде всего различной геоморфологической выраженностью разновозрастных комплексов базальтов. Четвертичные и, особенно, голоценовые эффузивы представлены

хорошо сохранившимися шлаковыми вулканами и покровами с типичным вулканическим рельефом поверхности. Плиоценовые и, тем более, миоценовые эффузивы не имеют такой ясной первоначальной геоморфологии, их эруптивные центры сохранились в виде низкорослых останцовых массивов, а покровы по их периферии сильно денудированы и несут реликты КВ. В этой связи для установления возможного верхнего предела возраста формирования глинистых элювиальных толщ радиологическому определению подвергались четвертичные базальты. Анализировались породы, отобранные на молодом плато в 42 км к ЮЗ от г. Дамаска (обр. 9011/1). Возраст КВ развитых на дневной поверхности древнее возраста опробованных четвертичных эффузивов.

Результаты К-Аг анализа четвертичных, плиоценовых и миоценовых базальтов и заключение по возрасту связанных с ними КВ сведены в таблицу.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрение изложенного фактического материала позволяет сделать определенные выводы о геохронологии, закономерностях размещения и условиях формирования КВ базальтов Сирии.

КВ образуют в толще базальтов горизонтально расположенные, согласно плоскостям излившихся пород, глинизированные прослои выдержанной мощности. Устанавливаются зональное строение элювия, постепенные переходы подстилающих базальтов в продукты их гипергенного изменения и резкие границы последних с перекрывающими базальтами. Характер строения изученных профилей выветривания, а также вещественный состав и геохимическое поведение породообразующих компонентов, наличие реликтовых псевдоморфных структур – все это однозначно свидетельствует об элювиальной, а не об осадочной или гидротермальной природе данных образований.

Устанавливается два возрастных интервала КВ: позднемиоцен-раннеплиоценовый и раннемиоценовый. В цифровом выражении они соответственно составляют 9.7 - 4.76 и 20.9 - 20.4 млн. лет назад. Не исключено, что выявление этих геохронологических интервалов формирования КВ продиктовано наличием базальтовых потоков соответствующего возраста.

Как и следовало ожидать, возраст элювиальных горизонтов плато Шин для различных его гипсометрических уровней (вершина, подножие) оказался неодинаковым. Становление КВ на протяжении 5 млн. лет определялось циклическим характером излияния базальтов Хомского ареала. Межбазальтовые КВ маркировали интервалы затухания (перерывы) магматической деятельности. Намечается два таких интервала – 9.7 - 6.3 млн. лет в нижней части, у подножия плато Шин, и около 5 млн. лет сверху этой базальтовой толщи.

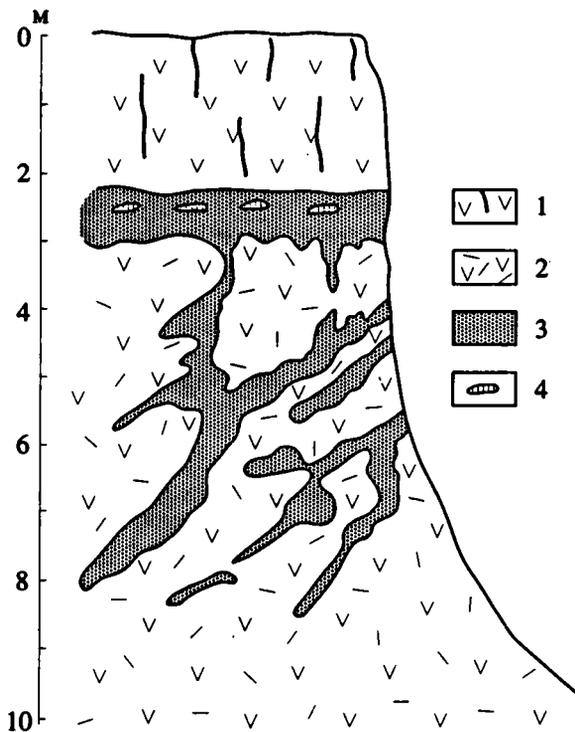


Рис. 3. Зарисовка разреза межбазальтового элювиального горизонта, характеризующая его взаимоотношения с вмещающими породами.

1, 2 – базальты: невыветрелые (1) и трещиноватые выветрелые (2); 3 – КВ; 4 – карбонатные стяжения.

## Геохронология кор выветривания платобазальтов Сирии

№ п.п.	№ обр.	Место-нахождение	Содержание в образце		$^{40}\text{Ar}_p$ в опыте, %	Возраст базальтов ( $\pm 1 \delta$ ) млн. лет	Возраст КВ, млн. лет	
			К, %	$^{40}\text{Ar}_p$ , нг/г			Позднемиоценовый - раннелиоценовый	Раннемиоценовый
1	9011/1	42 км к ЮЗ от Дамаска	$1.48 \pm 0.03$	$0.031 \pm 0.015$	1.8	$0.3 \pm 0.2$		
2	128-1	Эйн Кут	$1.12 \pm 0.03$	$0.371 \pm 0.008$	44.6	$4.76 \pm 0.17$	Позднемиоценовый - раннелиоценовый	4.76 - 5.23(0.53)
3	128-2	»	$1.23 \pm 0.03$	$0.446 \pm 0.007$	55.7	$5.23 \pm 0.15$		
4	148-1	Эйн-Загра	$0.91 \pm 0.02$	$0.307 \pm 0.006$	45.3	$4.85 \pm 0.15$		
5	148-3	»	$0.81 \pm 0.02$	$0.315 \pm 0.006$	46.6	$5.64 \pm 0.18$		
6	66-12	Хосур	$0.85 \pm 0.02$	$0.299 \pm 0.006$	37.3	$5.07 \pm 0.16$		
7	66-11	»	$1.18 \pm 0.03$	$0.426 \pm 0.009$	47.3	$5.19 \pm 0.17$		
8	66-1	»	$0.79 \pm 0.02$	$0.339 \pm 0.007$	44.8	$6.2 \pm 0.2$		
9	77-4	Хаддие	$1.06 \pm 0.03$	$0.394 \pm 0.012$	26.3	$5.4 \pm 0.2$		
10	813-3	20 км к ЮЮЗ от г. Хама	$0.55 \pm 0.02$	$0.242 \pm 0.013$	12.8	$6.3 \pm 0.4$		
11	813-1	»	$0.50 \pm 0.02$	$0.338 \pm 0.014$	15.9	$9.7 \pm 0.6$		
12	9007/1a	10 км к Ю от Дамаска	$0.54 \pm 0.02$	$0.761 \pm 0.011$	55.6	$20.4 \pm 0.8$		
13	9008/3	Мен Кат	$1.55 \pm 0.03$	$2.20 \pm 0.03$	88.3	$20.4 \pm 0.5$	Раннемиоценовый	20.4 - 20.9(0.5)
14	9008/1	»	$1.46 \pm 0.03$	$2.13 \pm 0.03$	80.3	$20.9 \pm 0.5$		

Последний интервал фиксируется во всех четырех изученных разрезах центральной части рассматриваемого ареала. Вместе с тем в отдельных случаях этот интервал в свою очередь разбит на целую серию более кратковременных перерывов, отмеченных, как правило, маломощными элювиальными горизонтами (см. разрез 1 на рис. 2). Верхняя возрастная граница в плиоцене для внутрибазальтовых КВ составляет 4.67 млн. лет.

В раннем миоцене нижний предел времени формирования изученных КВ из двух пространственно разобщенных участков Хауранско-Друзского плато оказался практически одинаков. Этот факт подтверждает однотипность выбранных разрезов. "Стабильность" нижней возрастной границы раннемиоценовой КВ обусловлена, по-видимому, затуханием к этому времени (~21 млн. лет назад) очередной стадии базальтового вулканизма. На излившихся породах была сформирована кора выветривания. Она и маркировала временной предел в ~21 млн. лет назад. Перекрывающие КВ потоки базальтов в изученных разрезах имеют чуть меньший возраст, маломощны и, по-видимому, были последними излияниями этой стадии. Важно отметить, что аналогичная дата для верхних потоков этого же контура базальтов указана в работе Г. Джаннерини и др. (Giannerini *et al.*, 1988). Судя по развитию элювиальных горизонтов и в других частях разреза, таких перерывов было несколько.

Интервалы времени формирования межбазальтовых КВ, отвечающие перерывам в вул-

канической деятельности, составляли от 0.12 до 3.4 млн. лет. На протяжении этих отрезков времени развивались латеритные покровы мощностью от 0.5 до 45 м. Закономерности между мощностью КВ и ее возрастом не устанавливается. Так, время образования глинистых элювиальных прослоев мощностью 2, 8 и 45 м в центральной части плато Шин соответственно составляло 0.53; 0.13 и 0.79 млн. лет. Возрастной интервал формирования горизонта КВ в нижних потоках плато оценивается в 3.4 млн. лет, а такой же мощности элювий в миоценовых базальтах Хауранско-Друзского плато – около 0.5 млн. лет.

Во всех рассмотренных случаях (за исключением разреза 4 – рис. 2) КВ развивались практически по однотипным породам (базальтам), а в центральной части плато Шин одновременно и в близких геоморфологических и палеоклиматических условиях. Отсюда вытекает вывод, что верхний временной предел КВ, очевидно, был меньше времени, обозначенного возрастом перекрывающих базальтов, т.е. они образовывались практически мгновенно, на их формирование уходили первые сотни тысяч лет – "секунды" геологической истории. При этом предполагается, что базальты при излиянии на земную поверхность тут же подвергались выветриванию. Если эти процессы протекали не сразу, то время формирования КВ было еще короче. Вместе с тем, значительное различие мощностей КВ второго и четвертого разрезов (2 и 45 м) (рис. 2) при близких интервалах времени их развития (0.53 и 0.79 млн. лет соответственно) может быть объяснено физико-механическими

свойствами (пористость, неоднородность и др.) туфозого материала, достраивающего базальтовый поток в разрезе 4. Его выветривание, очевидно, должно было протекать в значительной степени быстрее, в сравнении с однородными массивными базальтами всех остальных изученных профилей. Как отмечалось выше, в первом разрезе плато Шин устанавливается 10 элювиальных горизонтов, а мощность расслоенной базальтово-элювиальной толщи составляет около 100 м. На ее формирование ушло всего около одного миллиона лет.

Рассмотрение минерального состава КВ базальтов Сирии показывает, что с течением времени он принципиально менялся. Раннемиоценовые КВ (20 млн. лет) и КВ позднего миоцена (6.3 - 9.7 млн. лет) существенно монтмориллонитовые по составу. Раннеплиоценовые КВ в основном сложены гётитом и галлаузитом. В качестве примеси отмечается также гиббсит (Шарков и др., 1986). Такое резкое изменение минерального состава КВ пришлось, вероятно, на границу миоцена и плиоцена (около 5 - 6 млн. лет назад) и, очевидно, обусловлено сменой условий их формирования. Известно, что особенности образования монтмориллонитового (сиалитного) и гиббсит-галлаузит-гётитового (латеритного) профилей выветривания различны. Первый развивается в обстановке замедленного водообмена в теплом относительно сухом климате, второй – в среде влажного субтропического и тропического климата (Никитина и др., 1971; Синицын, 1976; Страхов, 1962). В этой связи важно заметить, что на рубеже позднего миоцена и раннего плиоцена в Восточном Средиземноморье произошли значительные геологические события, ознаменовавшиеся переходом от мессинской регрессии к плиоценовой трансгрессии. Очевидно, что формирование глинисто-гипсоносных толщ мессиния, вскрывающихся в прибрежном районе близ Латакии, происходило, по-видимому, в условиях относительной аридизации климата и низком стоянии уровня моря. В результате плиоценовой трансгрессии морской бассейн на северо-западе Сирии проник глубоко по Эль-Кебирскому прогибу. В Эль-Габской рифтовой впадине в плиоцене существовал обширный пресноводный бассейн, по-видимому, соединявшийся с морским бассейном в северной части впадины. Согласно палинологическим данным (аналитик А.Н. Симакова) по морским плиоценовым разрезам Эль-Кебирского прогиба, в спорово-пыльцевых комплексах характерно преобладание пыльцы хвойных и наличие таких экзотических форм, как *Tsuga*, *Podocarpus*, *Liquidambar*, *Casea*, *Magnolia*, что указывает на влажный и относительно теплый климат.

Отсутствие КВ по четвертичным платобазальтам свидетельствует еще об одном изменении климатических условий на рубеже позднего плиоцена-квартера. Хорошо известно, что позднеплиоцен-четвертичный рубеж фиксируется на

континентах по смене палеоклимата в сторону более холодного и сухого. Об этом свидетельствуют данные по геологии четвертичных отложений и палеонтологии. На современном этапе рассматриваемый регион в основном является частью Сирийской пустыни с ярко выраженными аридными чертами климата. Количество осадков здесь не превышает 200 - 300 мм в год. Естественно, что процессы химического выветривания в таких условиях практически не протекают.

Известно, что КВ может служить источником целого ряда полезных ископаемых. Так, в частности, минеральный состав (высокие содержания оксидов и гидроксидов железа), а также физико-механические свойства (дисперсность, однородность и пр.) позволяют рассматривать латериты Сирии в качестве сырья для производства минеральных пигментов, более дешевых и экологически чистых в отличие от красителей, полученных синтетическим путем.

Глобальные изменения среды и климата для региона Юго-Западной Азии и Восточной Африки на протяжении 200 млн. лет фиксировались в среднем - позднем миоцене и в четвертичном периоде. Изучение изотопии серы и кислорода позволило Т. Церлингу и И. Квадре (Cerling, Quadre, 1990) установить хорошую корреляцию между ними, а также выявить зависимость  $\delta^{14}\text{C}$  карбонатов палеопочв от характера биомассы, развитой на поверхности в это время. Из приведенных материалов следует, что с 20 до 8 млн. лет назад в регионе доминировала биомасса  $\text{C}_3$  ( $\delta^{13}\text{C} = -27\%$ ). Между 8 и 6 млн. лет назад началось внедрение биомассы  $\text{C}_4$  (травянистой растительности, типа наблюдаемой на современных равнинах Серенгети) ( $\delta^{13}\text{C} = -13\%$ ). В последний миллион лет во всех экосистемах произошло абсолютное замещение биомассы  $\text{C}_3$  на  $\text{C}_4$ . Анализ поведения изотопов кислорода в палеопочвенных карбонатах показывает значительное смещение его изотопии для отрезка времени 9 - 6 млн. лет назад до  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  (-11 до -8) к (-7 до -2). Это свидетельствует о смене климата от сухого к влажному, т.к. осадки сухого климата обеднены тяжелым изотопом кислорода (Фор, 1989; Хефс, 1983). Таким образом, в качестве основной причины изменения изотопных отношений серы и кислорода в палеопочвах рассматриваемого региона в среднем - позднем миоцене и на протяжении последнего миллиона лет предполагается глобальная реорганизация атмосферной циркуляции.

Обращает на себя внимание совпадение изменений характера КВ с изменениями изотопии кислорода и серы в почвенных карбонатах и характере биомассы. Это свидетельствует о том, что климатические характеристики являются весьма устойчивой константой и выдерживаются на протяжении значительных интервалов времени: от 21 до 7 - 8 млн. лет назад преобладал умеренный и жаркий относительно сухой климат, с 6 до

3 - 2 млн. лет назад – влажный субтропический климат, с 2 млн. лет назад до настоящего времени – сухой аридный.

Интересно, что такая консервативность климата в целом характерна и для более ограниченных отрезков времени, даже связанных с серьезными климатическими потрясениями типа периодов оледенения. Так, М. Лаутеншлагером (Lautenschlager, 1991) было показано, что оледенение, имевшее место 18 тыс. лет назад, изменившее на 15% энергетическую компоненту климата, не привело к драматическим изменениям глобального энергетического цикла, сохранив базовую структуру атмосферной циркуляции. Из этого следует, что кардинальное изменение климатических характеристик вряд ли связано с локальными, даже крупномасштабными факторами типа оледенения, а скорее с глобальной перестройкой системы атмосферной циркуляции. Судя по нашим данным и результатам изучения стабильных изотопов в почвенных карбонатах, такие изменения происходят достаточно быстро, на протяжении 1 - 2 млн. лет, после чего наступает длительный период стабильного существования системы атмосферной циркуляции.

Результаты глобальных изменений, протекающих на суше в позднем кайнозое, находят отражение в химическом составе морской воды. Устанавливается три периода (24 - 16; 5.5 - 4.5; 2.5 - 0 млн. лет назад) быстрого роста изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , что объясняется резким увеличением речного стока. Последнее обстоятельство связывается с быстрым подъемом суши, в частности Гималаев в среднем миоцене, вызванным субдукцией Индостанской плиты под Евразию (Lautenschlager, 1991). Обращает также на себя внимание факт поднятия в среднем - позднем миоцене Главного Кавказского хребта (Борсук и др., 1989), формирование Анатолийско-Кавказско-Эльбрусской андезит-латитовой вулканической дуги (Шарков и др., 1989) и быстрое опускание глубоководных чаш Черного и Каспийского морей. Эти события очевидно являются взаимосвязанными – подъем крупных астеносферных диапиров в районе Красноморского рифта вызвал мощный базальтовый вулканизм в Аравии и инициировал субдукцию Аравийской плиты под Евроазиатскую (Шарков, Свалова, 1991). Сходные процессы имели место и в Западной Европе, где вследствие коллизии Африки и Евразии возникли системы горных цепей Альп, Карпат и Динарид.

Другим важным событием, происшедшим уже на рубеже плиоцена и четвертичного времени, был подъем Тибетского плато, продолжающийся подъем Гималаев и Гиндукуша, а также горных сооружений юго-западной Азии – гор Загорса и Тавра, продолжающихся и в настоящее время (Molnar and Tarponier, 1975). Обращает на себя внимание совпадение этих событий во времени с драматическими изменениями климата в изучен-

ном регионе. При этом весьма существенно, что на западе, в Атлантическом секторе, никаких событий подобного масштаба не происходило, там продолжалось раскрытие Атлантики.

Таким образом, в среднем - позднем миоцене вследствие событий в районе Красноморского рифта и зоне коллизии Индостанской плиты в южной части Евразии возникла колоссальная горная цепь, протягивающаяся практически через весь суперконтинент в субширотном направлении. Очевидно, это и было одной из основных причин изменения системы атмосферной циркуляции в северном полушарии, вызвавшей изменение климата на огромной территории. Это событие сказалось на всех гипергенных процессах, в том числе и на процессах латеритообразования. Не исключено, что последующее кардинальное изменение климата в какой-то мере связано с подъемом Тибета и Гиндукуша на рубеже плиоцена и квартера. Из имеющихся материалов не следует вывода о существенном долгосрочном влиянии вулканических процессов на крупномасштабные изменения в атмосфере, однако они являются важным индикатором глубинных процессов, формирующих рельеф поверхности Земли и тем самым определяющим важные особенности циркуляции атмосферы.

## ВЫВОДЫ

1. Предложен метод и получены результаты по цифровому датированию КВ. Их возраст определяется по изотопным данным, полученным для вмещающих пород (базальтов). Датированные КВ рассматриваются в качестве индикаторов и временных реперов определенных физико-географических и палеоклиматических условий. В этой связи были изучены разрезы разновозрастных платобазальтов Сирии – раннемиоценового (20.9 - 20.4 млн. лет назад), позднемиоценового - раннеплиоценового (9.7 - 4.8 млн. лет назад), позднечетвертичного (0.3 млн. лет назад).

2. Установлено, что в интервале от ~21 до ~9 млн. лет назад на территории Сирии формировались КВ монтмориллонитового типа, а по крайней мере с ~5.5 до 4.5 млн. лет назад – латеритного, гиббсит-галлуазит-гётитового типа. Образование КВ прекратилось на рубеже плиоцена и квартера. Такая эволюция процессов выветривания свидетельствует о существенных изменениях интегральных характеристик климатических условий в регионе соответственно от семиаридных (ранний - средний - поздний миоцен) к влажным субтропическим (ранний плиоцен) и далее к сухому аридному климату в четвертичное время.

3. На основании изотопно-геохронологических данных установлено, что формирование КВ в геологической истории протекает практически мгновенно (от первых сотен тысяч до одного млн. лет).

4. Полученные результаты по геохронологии и условиям формирования КВ Сирии, отражающие эволюцию геологических и климатических процессов в конкретном регионе, хорошо вписываются в позднекайнозойскую историю Евразийского суперконтинента и прилегающих территорий Восточной Африки. Обращает на себя внимание значительная устойчивость климатических режимов, и сравнительно быстрый переход от одного режима к другому.

5. Наблюдается определенное совпадение периодов изменения климата с периодами вулканической активности, однако нет свидетельств прямого воздействия вулканизма на климат; вулканизм скорее является индикатором глубинных процессов в верхней мантии Земли, которые через геодинамическую активность в земной коре деформируют рельеф поверхности нашей планеты и тем самым определяют важные особенности циркуляции атмосферы.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Борсук А.М., Иванов Д.А., Шарков Е.В.* Особенности магнетизма Транскавказской поперечной структуры рифтогенного типа // *Континентальные рифты. Магматизм, геодинамика, эволюция* М.: Наука, 1989. С. 104 - 112.

*Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К.* Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971. 89 с.

*Новиков В.М., Иваненко В.В., Карпенко М.И. и др.* Возраст молодого вулканизма юго-востока Индокитая // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1989. № 6. С. 39 - 44.

*Новиков В.М., Иваненко В.В., Карпенко М.И.* Возраст рудоносных кор выветривания базальтов континентальных окраин Восточной Азии (по К-Аг данным) // *Рудоносные формации зоны гипергенеза. Тез. докл. Всес. совещания "Рудоносные формации зоны гипергенеза"*. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. С. 24 - 25.

*Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др.* Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. Л.: Недра, 1969. 216 с.

*Синицын В.М.* Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976. 152 с.

*Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 212 с.

*Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

*Хевс И.* Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 198 с.

*Шарков Е.В., Багдасарян Г.П., Бугельский Ю.Ю. и др.* Позднекайнозойские "латериты" Сирии // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1986. № 2. С. 104 - 108.

*Шарков Е.В., Синдеев А.С., Али С. и др.* Петрология Хомского базальтового ареала (Западная Сирия) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1987. № 7. С. 61 - 71.

*Шарков Е.В., Свалова В.Б.* Внутриконтинентальные моря как результат задугового спрединга при коллизии континентальных плит // *Докл. АН СССР.* 1989. Т. 308. № 3. С. 685 - 688.

*Шарков Е.В., Свалова В.Б.* Петролого-геохимические аспекты геодинамики Альпийского пояса // *Всес. конф. "Строение и геодинамика земной коры и верхней мантии"*. Доклады: М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 99 - 109.

*Элиас Кямаль Ассад.* Вулканизм западной части Сирии и связь месторождений латеритных руд с ними // *Вулканизм и связь с ним полезных ископаемых Азербайджана.* Баку: АГУ, 1985. С. 81 - 88.

*Cerling T.E., Quadre J.* Global ecologic and climatic change during the Neogene: Stable isotopic evidence from soils // *Chem. Geol.* 1990. V. 84. № 1 - 4. P. 164 - 165.

*Giannerini G. et al.* Déformations in traplaques et volcanisme associé // *Bull. Soc. Géol. France.* 1988. № 6. P. 938 - 947.

*Hodell D.A., Miller P.A., Garrido J.R.* Variation in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene // *Geology.* 1991. V. 19. № 1. P. 24 - 27.

*Lautenschlager M.* Simulation of the ice age atmosphere - January and July means // *Geol. Rundschau.* 1991. V. 80. № 3. P. 513 - 534.

*Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science.* 1975. V. 189. № 4201. P. 419 - 426.

УДК 55:502.76(47+57)

## МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ПРИРОДЫ РОССИИ

© 1993 г. А. В. Лапо, В. И. Давыдов, Н. Г. Пашкевич, В. В. Петров, М. С. Вдовец

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

Поступила в редакцию 19.11.92 г.

Памятники природы (ПП) рассматриваются как хорошо изученные эталоны природных феноменов. Геологические ПП представляют собой один из классов ПП. Необходимым их признаком является хорошая обнаженность или морфологическая выраженность. Рассматривается подразделение геологических ПП на монотипные и политипные, их классификация по предметному принципу на типы и подтипы, ранжировка по уровням значимости (глобальный, надрегиональный, региональный и локальный) и по официальному статусу (всемирного, национального и местного значения). Вводится понятие категорий охраны ПП (I категория – режим особо строгой охраны; II категория – режим ограниченной охраны без рекомендации для массового туризма; III категория – режим ограниченной охраны с рекомендацией для массового туризма). Приводится порядок описания геологических ПП и пример описания одного из них.

В настоящее время начинает разрабатываться концепция сохранения и использования культурного и природного наследия России. Постановлением Президиума РАН в мае 1992 года создан Совет РАН по изучению и охране культурного и природного наследия. В соответствии с формирующейся концепцией “природное наследие рассматривается как сохранившиеся в естественном малоизмененном состоянии или преобразованные человеком природные комплексы, отдельные его уникальные образования и элементы” (Веденин, Шульгин, 1992, с. 94). Составной частью природного наследия является геологическое наследие.

В 1991 году под девизом “Память Земли в наших руках” в г. Динь во Франции прошел I Международный симпозиум по охране геологического наследия (I-er Symposium ..., 1991). По принятым на симпозиуме критериям в список мирового геологического наследия предварительно включено около 100 геологических памятников, заповедников и национальных парков мира. Геологическое наследие России в этом перечне, к сожалению, пока не представлено (Тодоров, 1991). Отсутствуют геологические памятники России и в остающейся до сего времени уникальной монографии М. Шварцбаха (1973). Вместе с тем, в различных организациях России проводится значительная работа по учету, изучению и описанию геологических памятников, однако до последнего времени она осуществлялась некоординированно, разобщенно, без предварительной разработки методических основ.

Работа по составлению банка данных и карты размещения на территории России геологических памятников природы всемирного и национально-го значения в настоящее время разворачивается

во ВСЕГЕИ. Эта работа выделяется в особое направление, причем предполагаются ее многолетние разработки. В предлагаемой статье излагаются методические основы изучения геологических памятников природы, разработанные в ходе проведения первого этапа этих работ – изучения и описания геологических памятников европейской части России.

Термин “памятник природы” был предложен в 1818 году выдающимся немецким естествоиспытателем Александром Гумбольдтом. В настоящее время этот термин используется не только в научном, но и в юридическом смысле. Так, согласно существующему законодательству Российской Федерации, “памятниками природы объявляются отдельные уникальные природные объекты и природные комплексы, имеющие реликтовое, научное, историческое, эколого-просветительское значение и нуждающиеся в особой охране государства” (“Закон Российской Федерации ...”, 1992, с. 17).

С естественно-научных позиций основным атрибутивным признаком памятника природы является четкая выраженность в нем диагностических признаков того или иного природного явления или его результатов. Памятники природы – это хорошо изученные эталоны природных феноменов. В указанном качестве они нуждаются в охране государством и могут быть использованы как для дальнейшего научного исследования, так и в просветительных целях. Согласно “Закону Российской Федерации ...” (1992, с. 18), памятники природы считаются государственными. Выделение и всестороннее изучение памятников природы – задача ученых-естествоиспытателей, заповедание памятников природы – задача административных органов разных уровней.

Геологические памятники или, иначе, геотопы (Wiedenbein, 1992) представляют собой один из классов памятников природы наряду с ботаническими, зоологическими, ландшафтными и др. (Архипова, 1980; Атоян, 1990). Необходимым признаком геологических памятников, помимо указанных выше общих требований ко всем памятникам природы, является их хорошая обнаженность или морфологическая выраженность. Памятники природы, несущие в себе признаки разных классов (например, геологические и ботанические), называют комплексными (Пысин, 1983).

Б.В. Поярков (1988) предложил в довольно общей форме понятие “узлов памятников природы”. В применении к геологическим объектам под “узлами” мы понимаем группы сближенных геологических памятников природы, характеризующихся общим генезисом и значением в научном, историческом и культурно-просветительском отношении.

Утраченными памятниками природы (в противоположность существующим) предлагается называть те из них, которые оказались уничтоженными либо в результате естественных процессов (оползней, эрозии и т.д.), либо, что в последнее время случается все чаще, в результате антропогенной деятельности. Так, отсутствие официального статуса государственного памятника природы для подразделений стратиграфической шкалы уже привело к уничтожению значительного числа типовых разрезов не только местных и региональных, имеющих национальное значение, но и общей стратиграфической шкалы, имеющих всемирное значение. В частности, в Подмосковье некоторые ныне закрытые карьеры, в которых ранее (в 20 - 30-х годах нашего века) были описаны различные части московского, касимовского и гжельского ярусов, в последние десятилетия были рекультивированы, и типовые разрезы этих подразделений, таким образом, оказались утраченными. Очевидно, что утрата типового разреза стратиграфического подразделения может повлечь за собой его замену. В связи с этим возникает реальная угроза исчезновения из международной стратиграфической шкалы российских названий ярусных подразделений, утверждавшихся в результате многолетней деятельности наших предшественников. Утраченными оказались и такие имеющие огромное научное значение геологические памятники природы, как уникальное местонахождение позднепермских насекомых “Тихие горы” (при затоплении водами Камского водохранилища) и необычайно богатая редкими минералами залежь Юбилейная на Кольском полуострове (в результате хищнической эксплуатации).

Анализ массива данных по государственным геологическим памятникам природы европейской части России показал, что многие геологические объекты, ценные в научном отношении, в число государственных памятников природы или не включены вообще, или их значение (официаль-

ный статус) неоправданно занижены. Одна из главных причин этого явления связана с отсутствием научных геологических критериев определения уровней значимости памятников природы. В настоящей работе сделана попытка дать возможно более четкое научное обоснование критериев выделения геологических памятников природы, их классификации и ранжирования.

Методические основы работы строились по двум основным направлениям: во-первых, были проведены уточнение и детализация предметной классификации геологических памятников природы по типам и предложено выделение подтипов, во-вторых, были разработаны геологические критерии ранжирования геологических памятников природы по уровням значимости, объективизирующие определение официального статуса рассматриваемых памятников. Предложен также дифференцированный подход к методам охраны памятников, в частности, обоснована необходимость выделения трех категорий охраны памятников. С целью создания банка данных и информационно-поисковой системы по геологическим памятникам природы России стандартизированы схема описания и форма представления материалов.

#### КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ПРИРОДЫ НА ТИПЫ И ПОДТИПЫ ПО ПРЕДМЕТНОМУ ПРИНЦИПУ

Геологические памятники подразделяются на монотипные, представляющие интерес с точки зрения какой-либо одной из геологических дисциплин (например, стратиграфии, палеонтологии, тектоники и т.д.), и политипные, имеющие отношение к нескольким геологическим дисциплинам, например, стратиграфии и палеонтологии, петрографии и геоморфологии и т.д. Применение термина “политипный геологический памятник” требует непрременной расшифровки входящих в него типов (например, политипный геологический памятник природы: сочетание стратиграфического, палеонтологического и геоморфологического типов).

Основываясь на существующих ранее классификациях геологических памятников природы (Баратов, Новиков, 1988; Варсанюфьева, Геккер, 1951; Коротенко и др., 1985; Потемкин, 1981 и другие работы), мы выделяем следующие типы геологических памятников природы (некоторые из них выделяются впервые):

- |                           |                                  |
|---------------------------|----------------------------------|
| 1. Стратиграфический      | 8. Космогенный                   |
| 2. Палеонтологический     | 9. Геоморфологический            |
| 3. Минералогический       | 10. Криогенный                   |
| 4. Рудно-петрографический | 11. Гидролого-геологический      |
| 5. Геохимический          | 12. Геотермический               |
| 6. Сейсмический           | 13. Историко-горно-геологический |
| 7. Тектонический          |                                  |

Предлагается и дальнейшая детализация предметной классификации геологических па-

мятников природы с выделением в ней не только типов, но и подтипов (за исключением геохимического и космогенного типов, где подтипы не выделены из-за ограниченности фактического материала). Краткая характеристика типов геологических памятников и их подразделение на подтипы приводятся ниже.

1. Памятники природы стратиграфического типа: естественные или искусственные обнажения стратифицированных образований, содержащие информацию о возрасте, объеме и соотношении этих образований с их типовыми аналогами или представляющие собой типовую последовательность слоев, охарактеризованных по седиментологическим, биостратиграфическим, палеомагнитным и другим признакам. К памятникам природы стратиграфического типа рекомендуется относить типовые и опорные разрезы стратиграфических подразделений различного уровня: общей, региональной и местной стратиграфических шкал. В соответствии с положениями "стратиграфического кодекса" (1992) и сложившейся международной практикой (Международный стратиграфический справочник, 1978), типовые разрезы определяют стратиграфический объем, суть и наименование всех стратиграфических подразделений, поэтому именно типовые разрезы стратиграфических подразделений любого ранга должны рассматриваться как геологические памятники природы стратиграфического типа.

Разделение геологических памятников стратиграфического типа на подтипы в значительной степени условно. Для докембрия (исключая венд) подтипы выделяются в объеме эратемы, для венда и фанерозоя (исключая антропоген) – в объеме отдела, для антропогена – в объеме звена.

2. Памятники природы палеонтологического типа представляют собой местонахождения палеонтологических остатков, имеющих уникальную сохранность или систематический состав и позволяющих решать общие и частные вопросы биологии, палеонтологии, палеогеографии, палеоклиматологии, стратиграфии, а также других разделов геологии. Общеизвестно, например, значение местонахождений позвоночных для формирования общей теории эволюции, а древнейших микроископаемых – для изучения происхождения жизни. Предварительно нами выделены подтипы: а) микробиоты, водоросли и грибы; б) высшие растения; в) морские беспозвоночные; г) наземные и пресноводные беспозвоночные; д) позвоночные.

В обозначении подтипов памятников палеонтологического типа обязательно указание геологического возраста с той же детальностью, что и для подтипов стратиграфического типа (например, "позвоночные эоцена").

3. Памятники природы минералогического типа – местонахождения редких минералов и хорошо ограненных кристаллов минералов, их кристаллографических и агрегатных форм, необыч-

ного парагенезиса минералов, а также участки наглядного протекания современного минералообразования. Выделяются следующие подтипы: а) местонахождения редких минералов и поделочных камней; б) местонахождения хорошо выраженных кристаллов, друз и псевдоморфоз минералов; в) местонахождения редкого парагенезиса минералов; г) местонахождения минералов с необычными типоморфными свойствами; д) участки современного минералообразования.

4. Памятники природы рудно-петрографического типа – обнаружения и массивы характерных или редких горных пород и руд с наглядным проявлением их состава, структуры или текстуры, фрагменты древних вулканических аппаратов, примечательные формы внедрения и залегания продуктов магматизма. Выделяются следующие подтипы: а) осадочные породы и руды; б) магматические породы и руды; в) метаморфические породы и руды; г) гидротермально-метасоматические породы и руды; д) коры выветривания и гипергенные руды. При описании памятников рудно-петрографического типа в названии подтипа подчеркиваются слова "породы" или "руды" в зависимости от специфики данного конкретного объекта.

5. Памятники природы геохимического типа – участки (или массивы) горных пород с аномальными содержаниями тех или иных редких и рассеянных элементов, представляющих научный интерес. К этому типу могут быть отнесены, например, обнажения с четким проявлением широко обсуждаемой в последние годы иридиевой аномалии на границе мезозоя и кайнозоя.

6. Памятники природы сейсмического типа – следы, которые оставляют землетрясения на дневной поверхности и в геологическом разрезе. Результаты сейсмических процессов выражаются в рельефе в виде зияющих трещин, валов, провалов (последние часто затопляются подземными и поверхностными водами) или в виде турбидитов, олистолитов и олистостромов в разрезах. Выделяются два подтипа: а) эндогенный; б) техногенный.

7. Памятники природы тектонического типа – зоны и участки, отражающие в хорошо обнаженных разрезах результаты проявления тектонических и геодинамических процессов, а также отчетливо выраженные элементы тектонических структур разного ранга на материках и в переходной зоне от них к океанам (транзитальях). К ним принадлежат, например, аккреционные, коллизионные, складчатые, разрывные структуры и структуры, связанные с тектонически переработанными литологическими и магматическими объектами. Выделяются подтипы: а) участки платформенных структур; б) участки геосинклинально-складчатых систем; в) участки островных дуг; д) тектонические деформации.

8. Памятники природы космогенного типа – астроблемы и их группы, а также участки падения

метеоритов, содержащие следы их воздействия на вмещающие отложения.

9. Памятники природы геоморфологического типа – отдельные формы рельефа или комплексы форм рельефа, наиболее ярко отражающие взаимодействие эндогенных и экзогенных геологических процессов (при ведущей роли последних). Сюда же относятся и формы рельефа, имеющие особую эстетическую, познавательную и рекреационную ценность. Выделяются следующие подтипы: а) останцы выветривания; б) объекты аккумулятивного эолового рельефа; в) объекты денудационного эолового рельефа; г) объекты эрозионного рельефа (за исключением речных террас, рассматриваемых как самостоятельный подтип); д) речные террасы; е) объекты ледникового и водно-ледникового рельефа; ж) гляциодислокации; з) поверхностный карст; и) подземный карст; к) участки абразионного берега; л) участки аккумулятивного берега; м) объекты оползневого рельефа; н) вулканы; о) грязевые вулканы; п) горы-лакколиты; р) объекты криогенного рельефа; с) тектонические склоны. Настоящий перечень не является всеобъемлющим и в дальнейшем может быть дополнен.

10. Памятники природы криогенного типа – специфические криогенные образования, характерные для криолитозоны (зоны “вечной” мерзлоты), за исключением образований, выраженных в рельефе и относящихся к памятникам природы геоморфологического типа. Выделяются следующие подтипы: а) наледи; б) образования ледового комплекса; в) пласты подземных льдов; г) пещерный лед; д) реликты “вечной” мерзлоты.

11. Памятники природы гидролого-гидрогеологического типа – уникальные и редкие естественные выходы подземных вод (источники) и естественные резервуары поверхностных вод (озера). Отнесение проявлений подземных и поверхностных вод к одному типу геологических памятников природы объясняется существованием неразрывной связи между ними. При этом основными критериями выделения источников подземных вод в качестве геологических памятников природы являются величина дебита, газогидрохимические особенности и физические свойства вод. Озера, рассматриваемые в качестве памятников природы, так же, как и источники, должны быть редкими по газовому или химическому составу вод и (или) свойствам естественных донных отложений, гидрологическому режиму и т.д. Памятники природы этого типа подразделяются на следующие подтипы: а) источники с редким по величине дебитом; б) источники минеральных вод; в) гейзеры; г) озера с особым гидрологическим режимом; д) озера с особым гидрохимическим режимом.

12. Памятники природы геотермического типа – уникальные и редкие естественные геотемпературные проявления на дневной поверхности Земли. Чаще всего эти проявления сопровожда-

ются выходом на дневную поверхность сухих горячих газов и паров воды, а также термальных вод. Выделяются два подтипа: а) экзогенный; б) эндогенный. К экзогенному подтипу относятся проявления, вызванные гипергенными процессами в недрах земли. Примером данного подтипа является гора Янгантау в Башкортостане. Эндогенный подтип может включать геотермические проявления в областях молодого и современного вулканизма (например, Горячий пляж на острове Кунашир, Паужатские источники на Камчатке и др.).

13. Памятники природы историко-горногеологического типа – памятники истории горногеологического освоения территорий. Выделяются подтипы: а) памятники истории геологии; б) памятники истории горного дела (последние являются памятниками не только природы, но и техники).

### РАНЖИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ПРИРОДЫ ПО УРОВНЯМ ЗНАЧИМОСТИ И ОФИЦИАЛЬНОМУ СТАТУСУ

В предлагаемом ранжировании геологических памятников природы по уровням значимости основное внимание уделено геологическим критериям. Выделяются четыре уровня значимости геологических памятников природы: глобальный, надрегиональный, региональный и локальный (таблица). Дефиниции уровней значимости для различных типов геологических памятников по геологическим критериям приведены в таблице. Ранжирование геологических памятников некоторых типов не произведено из-за пока недостаточной проработки имеющегося материала. Геологические памятники историко-горногеологического типа разделить на уровни значимости не представляется возможным, так как их ранг определяется скорее историческими, чем геологическими критериями. Для геологических памятников природы стратиграфического, палеонтологического, петрографического и космогенного типов можно выделить все четыре указанных уровня значимости. Среди памятников природы тектонического типа выделение памятников глобального уровня затруднительно, так как масштаб проявления глобальной тектоники не укладывается в понятие памятника природы, имеющего ограниченные размеры. При ранжировании памятников природы тектонического типа использовались термины тектонической систематики, принятые Л.И. Красным (1991, 1992).

Не все уровни значимости выделяются и для памятников природы геоморфологического и гидролого-гидрогеологического типов. Так, памятников природы геоморфологического типа нет на глобальном уровне, поскольку формы рельефа, отражающие общие закономерности развития планетарных оболочек Земли, материков или их крупных частей, охватывают огромные территории, что не соответствует понятию памятника

природы. По этой причине на надрегиональном уровне выделяются только узлы памятников (а не изолированные памятники) геоморфологического типа. Что же касается памятников гидролого-гидрогеологического типа, то для них вызывает затруднение разделение надрегионального и регионального уровней. Это можно объяснить, с одной стороны, повсеместным распространением природных вод, а с другой – невозможностью соответствующей ранжировки факторов, определяющих формирование памятников данного типа (таких, как климат, геологические, геоморфологические и другие).

Помимо учтенных в таблице критериев определения уровня значимости геологических памятников природы, должен учитываться и ряд дополнительных условий, позволяющих повысить уровень значимости конкретных геологических памятников. Такими условиями являются: а) сочетание в одном памятнике природы нескольких типов более низкого ранга; б) редкость проявления какого-либо признака для данной территории; в) максимальная (среди аналогичных объектов) типичность выражения каких-либо признаков в одном памятнике природы.

Официальный статус геологического памятника – памятники природы местного, национально-общереспубликанского, федерального – общепринятый термин в настоящее время отсутствует) или всемирного значения – определяется по его уровню значимости (см. выше). В первом приближении это соотношение таково: локальному уровню значимости соответствуют памятники природы местного значения, региональному и надрегиональному уровню – памятники национального значения, а глобальному уровню – памятники всемирного значения. Наряду с этим, памятники редких геологических явлений (например, космогенного типа) в любом своем проявлении имеют огромный научный и познавательный интерес и поэтому статус таких памятников природы повышается. Так, памятник природы космогенного типа локального уровня значимости (по геологическим критериям) может иметь статус памятника природы национального значения.

Для памятников природы, имеющих, помимо сугубо научного значения, просветительно-познавательную, эстетическую и рекреационную ценность, официальный статус может быть повышен при наличии следующих признаков: 1) хорошо выраженное и типичное проявление геологических признаков объекта, что позволяет понять наиболее существенные его особенности даже мало сведущему в геологии любителю природы; 2) живописность ландшафтов, частью которых является геологический памятник; 3) легкая доступность памятника, наличие автомобильных или железнодорожных путей сообщения, позволяющих включить его в число объектов краеведческих, научно-туристических и других экскурсий.

## КАТЕГОРИИ ОХРАНЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ПРИРОДЫ

Выделение нескольких категорий охраны памятников природы связано главным образом с современной экономической ситуацией в России – вхождением ее в рыночные отношения. Уже сейчас значительное число геологических памятников природы (в частности, ряд памятников палеонтологического и минералогического типов) стало объектом активной коммерческой деятельности частных лиц. Отсутствие правил, регламентирующих подобную деятельность в отношении геологических памятников природы, уже наносит и может нанести в будущем невосполнимый ущерб этим памятникам, многие из которых являются уникальными в глобальном масштабе. В связи с этим мы посчитали необходимым в качестве предварительной превентивной меры выделить три категории охраны геологических памятников природы.

Первая категория охраны – режим особо строгой охраны – относится к местонахождениям объектов, имеющих товарную или коллекционную ценность: главным образом, местонахождениям редких экземпляров палеонтологических остатков (позвоночные, головоногие моллюски, насекомые и др.), а также камнесамоцветного сырья и мумие. Памятники природы этой категории наиболее подвержены опасности расхищения, вплоть до полного их уничтожения. Для таких памятников предлагается ввести режим охраны, включающий в себя запрет публикаций с указанием их местонахождения в открытой печати, а также ограничения для сбора образцов (сбор образцов может производиться только специалистами после получения разрешения охраняющей организации).

Вторая категория охраны – режим ограниченной охраны без рекомендации для массового туризма – распространяется на геологические памятники, имеющие сугубо научное значение. Такие памятники могут являться объектами проведения геологических экскурсий, студенческих практических занятий и сбора образцов без специального разрешения. Эти памятники природы мало интересны в эстетическом и рекреационном отношении и большого значения для массового туризма не представляют. Характерными примерами этой категории являются геологические памятники природы стратиграфического и космогенного типов, лишенные внешней привлекательности и интересные лишь для специалистов или для редких любителей. Информация о местоположении памятников природы этой категории может публиковаться в открытой печати.

Третья категория охраны – режим ограниченной охраны с рекомендацией для массового туризма – относится к памятникам, имеющим туристское и познавательное значение. Памятники природы этой категории либо живописны (эффектные скалы, гроты, пещеры, озера, источники и т.д.), либо ценны в просветительном отношении (наглядное проявление геологических процессов,

## Ранжирование различных типов геологических памятников природы по уровням значимости

Уровни значимости по геологическим критериям	Общая характеристика	Тип		
		Стратиграфический	Палеонтологический	Петрографический
Глобальный	Объекты, характеризующие общие закономерности развития планетарных оболочек и главнейших неоднородностей Земли и уникальные в глобальном масштабе	Типовые разрезы и местности, где были выделены общие стратиграфические подразделения, принятые в глобальном масштабе	Местонахождения палеонтологических остатков, позволяющих решать общебиологические проблемы происхождения и эволюции жизни в целом или ее крупных таксономических единиц (надцарств, царств, типов, отделов, классов)	Месторождения изверженных и метаморфических пород, имеющих эталонное значение в глобальном масштабе, а также позволяющих судить о процессах магматизма и метаморфизма в пределах литосферы в целом; обнажения редких типов осадочных горных пород (например, уникальных для определенных этапов геологической истории)
Надрегиональный	Объекты, отражающие закономерности развития отдельных материков, океанов и транзиталей и уникальные в надрегиональном масштабе	Стратотипы общих стратиграфических подразделений, принятых в бывшем Советском Союзе	Местонахождения палеонтологических остатков, имеющих уникальную характеристику по систематическому составу или сохранности, позволяющих получить информацию о строении палеонтологических объектов или их частей (биоминерализация и др.), систематическом разнообразии крупных биохорий, общей структуре палеобиоценозов и биогеографической дифференциации	Обнажения и массивы, характеризующие определенные типы геологических формаций
Региональный	Объекты, отражающие процессы развития крупных регионов (процессы характерные, или, напротив, редкие и уникальные для конкретных регионов)	Стратотипы региональных стратиграфических подразделений	Местонахождения палеонтологических остатков, имеющих хорошую сохранность, а также характеризующиеся редким для данного региона таксономическим составом или его разнообразием, отражающие палеобиоценозы различных биофаций и играющие важную роль для обоснования региональных стратиграфических подразделений	Обнажения и массивы горных пород, в которых наиболее ярко проявились процессы регионального породообразования
Локальный	Объекты, отражающие процессы, характерные для частей регионов	Стратотипы местных стратиграфических подразделений	Местонахождения палеонтологических остатков, имеющих хорошую сохранность или разнообразный систематический состав в различных биофациях, а также играющих важную роль для обоснования местных стратиграфических подразделений	Обнажения и массивы горных пород, типичных или редких для района

(по геологическим критериям)

памятника			
Тектонический	Космогенный	Геоморфологический	Гидролого-гидрогеологический
?	Проявления крупномасштабных импактных событий геологического прошлого, которые могли иметь своим следствием глобальное воздействие на внешние оболочки Земли и запечатленные в форме гигантских астроблем (диаметром 50 - 100 и более км); слои, несущие следы таких событий в форме минералогических, геохимических, литологических и палеонтологических признаков	Не выделяются	Источники с уникальным дебитом; источники и озера с водами, уникальными по степени минерализации, химическому составу, физическим свойствам, либо с уникальными по составу или свойствам донными отложениями
Объекты, отражающие этапы тектонического развития крупных частей материков, океанов и транзиталей: платформ, складчатых поясов, краевых морей, важнейших коровых и корово-мантийных разломов	Астроблемы средних размеров (10 - 50 км), образование которых могло иметь надрегиональные последствия для внешних оболочек Земли	Крупные формы рельефа, отражающие процессы развития платформ и складчатых поясов материков, а также океанических и переходных (транзитали) структур. По своим размерам они соответствуют не отдельным памятникам природы, а их узлам	Источники с редкими по величине дебитами; источники и озера с редким химическим составом, физическими свойствами вод, степенью их минерализации, либо с редкими по составу и свойствам донными отложениями; источники с редким характером выхода вод (грязевые вулканы, гейзеры), а также необычным строением и режимом
Объекты, отражающие наиболее типично выраженные структуры, характерные для регионов: складчатые системы, рифты, офиолитовые сuture, аккреционно-коллизийные пояса, геоблоки и т. д.	Астроблемы небольших размеров (3 - 10 км), влияние соответствующих импактных событий которых могло ограничиваться только масштабами региона	Комплексы форм рельефа, отражающие региональные процессы рельефообразования, или, напротив, редкие формы рельефа и их сочетания	
Разные структуры, выраженные в рельефе или в обнажениях: системы складок, купола, олистостры, тектонические покровы, характерные разрывы (сдвиги, сбросы) и т.п.	Небольшие астроблемы (меньше 3 км), метеоритные кратеры и их группы	Мелкие или отдельные формы рельефа, представляющие научный, просветительный или эстетический интерес	Источники с высоким для данной местности дебитом; источники и озера с редкими для данной местности степенью минерализации, химическим составом, физическими свойствами вод, составом и свойствами природных донных отложений, либо имеющие значение как эталоны (например, по качеству воды, а также ценные в научном, просветительном и эстетическом плане)

местонахождения массовых скоплений широко распространенных палеонтологических остатков, памятники истории геологии и горного дела). Сюда относятся многие памятники природы геоморфологического типа (карстовые пещеры, грязевые вулканы, горы-лакколиты, эрозионные формы рельефа), внешне эффектные памятники рудно-петрографического (скальные породы) и тектонического типов. Памятники природы этой категории должны быть легко доступны, однако в ряде случаев отдаленность и труднодоступность таких памятников (например, их расположение на полярных островах) может придавать им особенную экзотику. Памятники этой категории могут использоваться для целей туристического маркетинга: привлечения туристов (в том числе из-за рубежа), продажи населению карт, буклетов, брошюр, открыток, значков, сувениров и прочее.

### ПОРЯДОК ОПИСАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ПРИРОДЫ

Описание геологических памятников природы производится по следующей схеме.

Название памятника (с указанием синонимов) или узла памятников; если памятник утрачен, это указывается в скобках после его названия.

Местонахождение (административный район, топопривязка; номенклатура листа масштаба 1 : 200000, выкопировка с карты масштаба 1 : 1000000 - 1 : 5000000).

I. Краткая характеристика памятника (по возможности в сравнении с мировыми и национальными аналогами); история исследования, научные и учебные экскурсии на памятник; места хранения наиболее представительных и эталонных коллекций (в случае местонахождения камнецветного сырья – места хранения изделий или построек из него) – 0.5 - 1.0 с.

II. Состояние памятника и необходимые меры для его сохранения.

III. Тип и подтип памятника; для полнитипного памятника указывается сочетание всех проявлений в нем типов и подтипов.

IV. Уровень значимости по геологическим критериям.

V. Официальный статус памятника и форма его включения в природно-заповедный фонд Российской Федерации (расположение на территории государственного природного заповедника или заказника, национального природного парка, курортной и лечебно-оздоровительной зоны; предлагаемый и существующий статус памятника: всемирного, национального или местного значения; номер и дата постановления об охране; государственный орган, утвердивший охранный статус памятника).

VI. Категория охраны.

Примечание. Наличие признаков, позволяющих считать данный памятник природы комплексным (помимо геологического, также ботаничес-

ким, ландшафтным и т.д.); культовое, историческое и культурное значение памятника.

Литература (библиография всех цитированных источников).

Фотография памятника (по возможности).

Автор описания, его подпись.

### ПРИМЕР ОПИСАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ПРИРОДЫ

Кембрийские и ордовикские отложения р. Саблинки (син.: водопад на р. Саблинка и пещеры на берегах р. Тосно в пределах п. Ульяновка; Саблинский эколого-геологический заказник).

Ленинградская обл., Тосненский р-н: берега р. Тосно (ниже дер. Гертово) и ее левого притока р. Саблинка; 0-46-1.

I. Обнажения этого памятника известны начиная с девятнадцатого века; здесь начали формироваться представления о геологии и стратиграфии кембрия и ордовика Русской платформы и впервые описаны некоторые широко известные палеонтологические остатки. В разрезе памятника представлены стратотипы саблинской свиты среднего кембрия и тосненской свиты нижнего ордовика.

На синих нижнекембрийских глинах залегают кварцевые песчаники и пески саблинской свиты, выше – пески ладожской свиты верхнего кембрия с остатками раковин беззачемных брахиопод, конodontов и проблематик (*Rukhinella*). Тосненская свита представлена песками примерно с тем же набором органических остатков, но другого таксономического состава. Завершают разрез аргиллиты, пески и алевроиты копорской свиты и глауконитовые пески лезтской свиты латорпского горизонта, относящиеся также к нижнему ордовика.

Памятник интересен и с точки зрения минералогии, т.к. здесь встречаются псевдоморфозы марказита по пириту и наоборот (обычно в кембрийских глинах встречается не марказит, а пирит), а также крупнокристаллический кальцит (антраконит) в монокристаллах и друзах.

Памятник являлся объектом экскурсий I Всероссийского геологического съезда, проходившего в 1922 г., и 27-го Международного геологического конгресса – 1984 г., а также ежегодных учебных экскурсий студентов Петербургского университета, Петербургского горного института и Российского государственного педагогического университета им. А.И. Герцена. Представительные коллекции образцов фауны, собранные по берегам р. Саблинки, хранятся в ЦНИГР Музее им. Ф.Н. Чернышева в Санкт-Петербурге и в Институте геологии АН Эстонии в Таллинне.

II. Состояние памятника удовлетворительное.

III. Полнитипный памятник: сочетание стратиграфического (нижний кембрий - нижний ордовик), минералогического (местонахождение хорошо выраженных кристаллов, друз и псевдомор-

фоз минералов) и историко-горногеологического (памятник истории геологии) типов.

IV. Уровень значимости – надрегиональный.

V. Памятник национального значения; утвержден в качестве памятника местного значения постановлением исполкома Леноблсовета № 145 от 29.03.76 г. в качестве Саблинском эколого-геологического заказника – решением Малого совета Ленинградского областного совета народных депутатов № 98 от 17.06.92 г.

Литература: 1. Геккер Р.Ф. На Силурийском плато / Очерки по истории геологических знаний. М.: Наука, 1987. Вып. 24. 153 с. 2. Геологические экскурсии в окрестностях г. Павловска. Петроград. 1921. 27 с. 3. Кузнецов С.С. Геологические экскурсии. Л.: Недра, 1978. 174 с. 4. Кузнецов С.С., Селиванов Г.Д. Геологические экскурсии по долине р. Саблинка Ленинградской области. Л., 1940. 64 с. 5. Палеозойские отложения северо-запада Русской плиты. Стратиграфия и литология. Путеводитель экскурсий 11-В, 12-В, 27-й Междунар. геологич. конгресс. М., 1984. 70 с. 6. Полевая практика по общей геологии. Л.: Лен. гос. пед. ин-т, 1983. 107 с. 7. Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г., Сергеева С.Я., Соболевская Р.А. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболочкой толщи на северо-западе Русской платформы // Тр. Межведомств. стратиграфич. комитета. Л.: Наука, Т. 18. 1989. 222 с. 8. Райков Б. Геологические экскурсии в окрестностях Петрограда. Петроград.: Изд. Э.И. Блэк, 1916. 54 с. 9. Рухин Л.Б. Кембро-силурийские песчаные толщи Ленинградской области // Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв. наук, 1939. Вып. 4. № 27. 175 с. 10. Спасский Н.Я., Келль С.А., Кравцов А.Г. Учебная геологическая практика в Ленинградской области. Л.: Ленинградск. горн. ин-т, 1986. 75 с. 11. Хазанович К.К. Геологические памятники Ленинградской области. Л.: Лениздат, 1982. 75 с.

В настоящей статье излагаются лишь первые результаты научно-методических разработок по изучению геологических памятников природы России. Мы обращаемся ко всем геологам, специалистам других областей, краеведам, любителям природы с просьбой присылать во ВСЕГЕИ сведения по всем геологическим памятникам природы, имеющим научное значение и нуждающимся в охране. Их описания желательно давать по форме, изложенной выше.

В заключение авторы статьи выражают глубокую признательность Р.Л. Бродской, П.И. Жамойде, Л.И. Красному, В.Л. Масайтису и В.В. Старченко за консультации и конструктивный вклад в обсуждение публикуемых материалов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипова Н.П.* Классификация памятников природы // Научные основы размещения природных резерватов Свердловской области. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 10 - 20.
- Атоян Р.В.* Изображения памятников природы на тематических картах // Экологические и медико-географические проблемы природопользования Закавказья. Материалы I Закавказской географической конференции. Ереван, 1990. С. 353 - 358.
- Баратов Р.Б., Новиков В.П.* Каменное чудо Таджикистана. Душанбе: Ирфон. 216 с.
- Варсановичева В.А., Геккер Р.Ф.* Охрана памятников неживой природы. М.: Всерос. общ-во охраны природы, 1951. 40 с.
- Веденин Ю.А., Шульгин П.М.* Новые подходы к сохранению и использованию культурного и природного наследия России // Изв. РАН. Сер. географич. 1992. № 3. С. 90 - 99.
- Закон Российской Федерации об охране окружающей природной среды // Экология и законодательство. (Спецвыпуск "Экологической газеты"). 1992. № 6. 26 с.
- Коротенко Н.Е., Щирица А.С., Каневский А.Я. и др.* Геологические памятники Украины. Справочник-путеводитель. Киев: Наук. думка, 1985. 155 с.
- Красный Л.И.* Строение тектоносферы по взаимодополняющим концепциям геосинклинально-платформенной, геоблоковой делимости и др. // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 75 - 85.
- Красный Л.И.* Проблемы тектонической систематики – новый взгляд // Сов. геология. 1992. № 2. С. 13 - 26.
- Международный стратиграфический справочник / Под ред. Хедберга Х. М.: Мир, 1978. 226 с.
- Потемкин Л.А.* Полнее сохранить геологические памятники природы // Сов. геология. 1981. № 10. С. 121 - 126.
- Поляков Б.В.* О принципах выделения государственных геологических памятников природы // Природопользование таежной зоны СССР. Ярославль, 1988. С. 58 - 76.
- Пысин К.Г.* О памятниках природы России. М.: Сов. Россия, 1983. 176 с.
- Стратиграфический кодекс. Изд. 2-ое, дополненное / Ред. колл.: Жамойда А.И. (отв. ред.), Гладенков Ю.Б., Моисеева А.И., Розанов А.Ю., Соколов Б.С. СПб, 1992. 120 с.
- Тодоров Т.А.* Международный симпозиум по охране геологического наследия Земли // Разведка и охрана недр. 1991. № 11. С. 36 - 37.
- Шварцбах М.* Великие памятники природы (Известные места геологических исследований). М.: Мир, 1973. 332 с.
- Wiedenbein F.W.* Gründung einer deutschsprachigen "Arbeitsgemeinschaft Geotopschutz" in Mitwitz / Oberfranken // Geol. Bl. NO-Bayern. 1992. Bd. 42. Hf. 1 - 2. S. 147 - 152.
- 1-er Symposium International sur la protection du patrimoine géologique. Digne, France. 11 - 16 Juin 1981 // Terra Abstracts. Supplement 2 to Terra Nova. 1991. № 3. P. 1 - 17.

УДК 564.1:551.761(574.1+470.4)

## КОМПЛЕКСЫ ДВУСТВОРЧАТЫХ И БРЮХОНОГИХ МОЛЛЮСКОВ ТРИАСА ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ

© 1993 г. С. Н. Жидовинов

Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

Поступила в редакцию 05.03.92 г.

Триасовые отложения в пределах Прикаспийской впадины, Устюрта и Мангышлака представлены в основном солоноватоводными морскими и континентальными образованиями. Их значительная фациальная изменчивость и редкость в них палеонтологических находок заставляют использовать при расчленении и корреляции разрезов остатки всех встречающихся организмов: аммоноидей, двустворок, гастропод, конхострак, остракод и др. В силу того, что аммоноидеи приурочены только к оленекскому ярусу отдельных районов, ведущую роль приобретают двустворчатые и брюхоногие моллюски, обладающие достаточно высокими темпами эволюции. Они широко распространены в прибрежно-морских и мелководных фациях, где образуют массовые скопления и встречаются несравненно чаще аммоноидей. Будучи в подавляющем большинстве донными организмами, они представляют большой интерес не только для стратиграфии, но и палеогеографии. Этим обуславливается большое значение имеющихся классических, а также целого ряда новых работ, посвященных изучению двустворок из триаса, главным образом, севера Средней Сибири (Дагис и др., 1985) и Северо-Востока СССР (Бычков и др., 1976; Возин и др., 1964). В то же время триасовые двустворки южных регионов еще недостаточно изучены. Это касается, в частности, и территории Западного Казахстана. Гастроподами до последнего времени практически никто специально не занимался из-за сложности препарирования и плохой сохранности. Однако имеющийся в нашем распоряжении палеонтологический материал, происходящий из стратотипических разрезов Горного Мангышлака и керн буровых скважин Южного Мангышлака, Устюрта и Прикаспия показывает (и для двустворок тоже), что большинство форм легко определимо до вида и может служить надежной основой для стратиграфических построений.

Двустворчатые и брюхоногие моллюски в триасовом разрезе Западного Казахстана распределены неравномерно. Наиболее обильна эта фауна в оленекских отложениях Мангышлака и Прикаспийской впадины. Обедненные их комплексы обнаруживаются в среднетриасовых отложениях Мангышлака, Устюрта и Прикаспия. В верхнетриасовых отложениях встречены толь-

ко двустворки и только в Горном Мангышлаке. Вполне очевидно, что подобная картина обусловлена определенными условиями, существовавшими в триасовых палеобассейнах, которые представляются следующим образом.

В оленекский век из Тетической области в Палеокаспий ингрессировал морской бассейн. Он покрывал территорию Восточного Предкавказья, Туаркыра, Мангышлака и южную часть Прикаспийской впадины. В преданизийское время связь с Тетисом прекратилась, о чем свидетельствует тот факт, что в разрезах нет аммоноидей моложе оленекских. Среднетриасовая эпоха на рассматриваемой территории характеризовалась развитием солоноватоводных бассейнов, имевших между собой постоянную связь. В позднетриасовую эпоху в пределах Прикаспия, Устюрта и Южного Мангышлака существовали аллювиальные и озерно-болотные условия, морские же сохранились только на Горном Мангышлаке.

Принадлежность к одному палеобассейну определила близость видового состава сообществ двустворок и гастропод. Это позволило использовать их при сопоставлении триасовых разрезов Мангышлака, Устюрта и Прикаспийской впадины. Более того, их отдельные виды, имеющие узкое вертикальное распространение, дали возможность установить возраст вмещающих отложений.

На Южном Мангышлаке самый древний из известных комплексов двустворчатых моллюсков приурочен к тарталинской (мощность 1100 м), караджатыкской (мощность до 600 м), фетисовской (мощность 600 м) свитам, сложенным аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков и песчаников, доломитов. Он представлен видами *Bakevella pannonica bogdoensis* Kipar., *B. kambei* Nakaz., *Eumorphotis multiformis* (Bittn.), *Entolium microtis* (Witt.), *Mytilus tuarkyrensis* Kipar., *Modiolus triquetrus curtus* Ench., *Ornithopecten temirbabensis* Kipar., *Heminajas* (?) *balatonis* (Frech), *Leptochondria minima* (Kipar.) (рис. 1), большинство из которых характерно только для оленекских отложений. Среди форм более широкого возрастного диапазона в нем присутствуют *Bakevella exprorecta* (Leps.), *B. costata* (Schloth.), *Gervillia mytiloides* (Schloth.), *Unionites fassaensis* (Wissm.), *U. canalensis* (Cat.), встречающиеся в нижнем и среднем отделах.

Нижний			Средний			Верхний		Отдел	
Оленекский			Анизийский - Ладинский			карнийский - норийский		Ярус	
Тюрупинский			Актас-ский	Тенгин-ский	Тасбу-латский			Горизонт	
тарта-линская св.	караджа-тыкская св.		актасская св.	тенгинская св.	тасбулат-ская св.	коржаусская серия		Южный	Серия, Свита (св.)
фетисов-ская св.			токмакская св.	карабогаз-ская св.	жазгур-линская св.			Мангышлак	
тарта-линская св.	караджа-тыкская св.	караду-анская св.	хозбулакская св.			шаир-ская св.	аусар-ская св.	Горный	
									<i>Bakevella pannonica bogdoensis</i> Kipar.
									<i>Bakevella exprorecta</i> (Leps.)
									<i>Bakevella kambci</i> Nakaz.
									<i>Bakevella albertii</i> (Goldf.)
									<i>Bakevella</i> (?) <i>ussurica</i> (Kipar.)
									<i>Bakevella kiparisovae</i> Kur.
									<i>Bakevella lipatovae</i> Kipar.
									<i>Entolium discites</i> (Schloth.)
									<i>Entolium microtis</i> (Witt.)
									<i>Eumorphotis inaequicostata</i> (Ben.)
									<i>Eumorphotis multiformis</i> (Bitt.)
									<i>Heminajas</i> (?) <i>balatonis</i> (Frech)
									<i>Leptochondria minima</i> Kipar.
									<i>Leptochondria albertii</i> (Goldf.)
									<i>Mytilus tuarkyrensis</i> Kipar.
									<i>Mytilus eduliformis</i> Schloth.
									<i>Mytilus nasai</i> Kob. et Ichik.
									<i>Myalina dalailamae</i> (Ver.)
									<i>Modiolus triquetrus curtus</i> Ehch.
									<i>Modiolus mathildis</i> (Assm.)
									<i>Modiolus salztettensis</i> (Hoh.)
									<i>Modiolus aff. reiblianus</i> (Bitt.)
									<i>Myophoriopsis nuculiformis</i> (Zenk.)
									<i>Myophoriopsis gregaroides</i> (Phil.)
									<i>Myoconcha goldfussi</i> Dunk.
									<i>Neoschizodus elegans</i> (Dunk.)
									<i>Neoschizodus laevigatus</i> (Ziet.)
									<i>Neoschizodus rotundus</i> (Alb.)
									<i>Neoschizodus curvirostris</i> (Schloth.)
									<i>Ornithopecten temirbabensis</i> Kipar.
									<i>Pleuromya sensimstriata</i> Assm.
									<i>Schafhaeutlia silesiaca</i> Assm.
									<i>Streblopteria newelli</i> Kur.
									<i>Trigonodus</i> (?) <i>praelongus</i> Kipar.
									<i>Trigonodus serianus</i> Par.
									<i>Trigonodus sandbergeri</i> Alb.
									<i>Trigonodus</i> (?) <i>roeperti</i> (Berg.)
									<i>Unionites albertii</i> (Assm.)
									<i>Unionites canalensis</i> (Cat.)
									<i>Unionites fassaensis</i> (Wissm.)
									<i>Unionites letticus</i> (Quenst.)
									<i>Unionites muensteri</i> (Wissm.)
Баскунчакский			Эльтон-ский	Индер-ский	Мастек-сайский			Горизонт	
баскунчакская серия			эльтон-ская св.	индерская св.	забурун-ская серия	аралсорская серия	Прикаспийская впадина		Серия, Свита (св.)

-- 1      — 2      ■ 3

Рис. 1. Вертикальное распространение двустворок в триасовых отложениях Западного Казахстана. Виды, встречающиеся в триасе: 1 – Южного Мангышлака, 2 – Горного Мангышлака, 3 – Прикаспийской впадины.

*Pleuromya musculoides* Schloth., *Neoschizodus laevigatus* (Ziet.), *Palaeoneilo elliptica* (Goldf.), *Leptochondria albertii* (Goldf.) – во всех трех отделах триаса.

На Горном Мангышлаке нижнетриасовый комплекс двустворок гораздо богаче: в нем помимо вышеупомянутых форм узкого вертикального распространения встречаются *Edentula castelli* (Witt.), *Myalina dalailamae* (Ver.), *Bakevellia* (?) *ussurica* (Kipar.), *Eumorphotis inaequicostata* (Ben.). Также увеличивается и доля сопутствующих видов: кроме уже перечисленных отмечены *Streblopteria newelli* Kur., *Entolium discites* (Schloth.), *Bakevellia albertii* (Goldf.), *Unionites albertii* (Assm.), *Neoschizodus curvirostris* (Schloth.). Этот комплекс характеризует тарталинскую (мощность 450 м), караджатыкскую (мощность 400 м), карадуанскую (мощность 270 м) свиты, которые сложены алевролитами и аргиллитами с прослоями известняков и песчаников.

На Устье двустворки, определяемые до вида, в нижнем триасе до сих пор не обнаружены.

В Прикаспийской впадине наиболее представительный комплекс раннетриасовых двустворок установлен на горе Б. Богдо в разрезе баскунчакской серии, сложенной аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков (мощность 260 м) (Кипарисова и др., 1972). В видовом отношении он несколько беднее вышерассмотренных. Как и на Мангышлаке, комплекс состоит из видов узкого вертикального распространения *Mytilus tuarkyrensis* Kipar., *Myalina dalailamae* (Ver.), *Bakevellia rannonica bogdoensis* Kipar., *B. lipatovae* Kipar. и форм, чей возрастной диапазон шире: *Unionites fassaensis* (Wissm.), *U. canalensis* (Cat.), *U. albertii* (Assm.), *Myophoriopsis nuculiformis* (Zenk.), *Neoschizodus orbicularis* (Bronn), *N. laevigatus* (Ziet.), *Parallelodon beyrichi* (Stromb.), *Gervillia mytiloides* (Schloth.), *Bakevellia albertii* (Goldf.), *Leptochondria albertii* (Goldf.). Из керн скважин, пробуренных в последние годы в южной части впадины, автором были определены оленекские *Mytilus tuarkyrensis* Kipar., *Bakevellia rannonica bogdoensis* Kipar., *B. kambei* Nakaz., *Modiolus triquetrus curtus* Ench., а также ранне-среднетриасовые *Unionites fassaensis* (Wissm.), *U. canalensis* (Cat.), *Bakevellia exprorecta* (Leps.).

Таким образом, комплексы двустворчатых, установленные в нижнетриасовых отложениях Западного Казахстана, характеризуются преобладанием как в видовом, так и количественном отношении представителей родов *Bakevellia*, *Eumorphotis*, *Mytilus*, *Entolium*. Немаловажную роль в них играют эндемичные формы *Mytilus tuarkyrensis* Kipar., *Myalina dalailamae* (Ver.), *Bakevellia rannonica bogdoensis* Kipar., *Ornithopecten temirbabensis* Kipar. Анализ комплексов позволил датировать вмещающие их отложения оленекским веком и сопоставить на биостратиграфической основе баскунчакский горизонт Прикаспийской впадины и тюрурпинский горизонт Мангышлака.

Гастроподы из нижнего триаса Западного Казахстана обнаружены пока только в Горном Мангышлаке. Но в литературе есть упоминание (в об-

зоре Л.Д. Кипарисовой по гастроподам СССР (Кипарисова, 1973) о представителях рода *Neritaria* из нижнего триаса Прикаспийской впадины (г. Б. Богдо, оз. Индер). Из тарталинской, караджатыкской и карадуанской свит Горного Мангышлака нами были определены (рис. 2) *Natica minima* Assm., *N. stanensis* Pich., *Neritaria subincisa* Kittl, *N. lendzinensis* Ahl., *Omphaloptycha schmidti* Assm., *Worthenia excelsior* Assm., *W. michaeli* Ahl., *Ampullina silesiaca* Ahl.

Карадуанская свита долгое время относилась к среднему триасу на основании находок в пределах хр. Каратаучик двустворок и гастропод *Neoschizodus laevigatus* (Ziet.), *N. ex. gr. elegans* (Dunk.), *Bakevellia ex. gr. exprorecta* (Leps.), *Brochidium aff. anatolicum* Arth., *Marmolatella* sp., а также *Myoconcha gastrochaena* Gieb., *Neoschizodus laevigatus* (Ziet.), *N. cf. ovata* Goldf., *N. aff. germanica* (Hoh.), *N. ex. gr. elegans* (Dunk.), *Bakevellia albertii* (Goldf.), *Unionites fassaensis* (Wissm.), *U. cf. canalensis* (Cat.), *Naticella cf. costata* Muenst., *Worthenia* sp. – в пределах горы Карашек (Астахова, Мстиславский, 1973). Отсюда видно, что приведенный комплекс не может служить корректным доказательством средне-триасового возраста карадуанской свиты по двум причинам: во-первых, большинство форм определено по открытой номенклатуре и, во-вторых, он состоит из видов, встречающихся как в нижнем, так и в среднем триасе. Исключением являются гастроподы вида *Naticella costata* Muenst., характерные только для верхов нижнего триаса.

Более поздними исследованиями (Липатова и др., 1984) была доказана принадлежность карадуанской свиты нижнему триасу (оленеку). Немаловажную роль в этом сыграли раннетриасовые двустворки и гастроподы *Heminajas balatonis* (Frech), *Natica minima* Assm., *Neritaria subincisa* Kittl, *Omphaloptycha schmidti* Assm., *Worthenia excelsior* Assm., *W. michaeli* Ahl., определенные автором из разреза свиты.

Такое стратиграфическое положение карадуанской свиты хорошо согласуется с тем фактом, что в пределах Горного Мангышлака находится один из самых полных в мире разрезов морского верхнего оленека (Общая шкала ..., 1984).

Среди среднетриасовых комплексов двустворчатых и брюхоногих моллюсков, известных в пределах рассматриваемой территории, самый представительный – из хозбулакской свиты Горного Мангышлака, сложенной известняками, аргиллитами с прослоями песчаников (мощность до 1140 м). Многие исследователи (Астахова и др., 1973; Решение ..., 1977) эту свиту относили к верхнему триасу. Наши находки двустворок и гастропод свидетельствуют о ее среднетриасовом возрасте (за исключением немой верхней подсвиты на Восточном Каратау). Среднетриасовые двустворки из хозбулакской свиты представлены видами *Modiolus salztettensis* (Hohen.), *M. mathildis* (Assm.), *Pleuromya sensimstriata* Assm., *P. brevis* Assm., *Schafhaeutlia silesiaca* Assm., *Trigonodus* (?) *praelongus* Kipar., *Unionites subrectus* (Bittn.), а гастроподы – *Omphaloptycha conica* Muenst., *O. schuttei* Gieb., *O. submersa* Assm., *O. assmani*

Отдел Виды гастропод	Свита	Нижний			Средний		
		тарталин- ская	караджатык- ская	карадуан- ская	актасская	тенгинская	хозбулак- ская
<i>Neritaria subincisa</i> Kittl		■					
<i>N. lendzinensis</i> Ahl.		■					
<i>N. papilio</i> Stop.						■	
<i>Natica stanensis</i> Pich.		■					
<i>N. minima</i> Assm.		■		■			
<i>Worthenia excelsior</i> Assm.				■			
<i>W. michaeli</i> Ahl.			■	■			
<i>Ampullina silesiaca</i> Ahl.		■					
<i>Omphaloptycha schmidti</i> Assm.		■	■	■			
<i>O. submersa</i> Assm.						■	■
<i>O. assmanni</i> Schmidt							■
<i>O. conica</i> Muenst.							■
<i>O. schuttei</i> Gieb.							■
<i>O. stotteri</i> Klipst.							■
<i>O. cf. rhenana</i> Koken.							■
<i>O. gregaria</i> Schloth.							■
<i>Cryptonerita elliptica</i> Kittl					■		
<i>Euomphalus planus</i> Assm.						■	
<i>Actaeonina mediocalcis</i> Hoh.							■
<i>A. kokeni</i> Hoh.							■

Рис. 2. Вертикальное распространение гастропод в триасовых отложениях Мангышлака.

Schmidt, *O. stotteri* Klipst., *O. cf. rhenana* Koken., *O. gregaria* Schloth., *Cryptonerita elliptica* Kittl, *Actaeonina mediocalcis* Hohen., *A. kokeni* Hohen. Совместно с ними были обнаружены двустворки, пережившие рубеж между ранним и средним триасом: *Myophoriopis nuculiformis* (Zenk.), *Unionites canalensis* (Cat.), *U. albertii* (Assm.), *U. fassaensis* (Wissm.), *Palaeoneilo elliptica* (Gold.), *Mytilus eduliformis* Schloth., *Neoschizodus laevigatus* (Ziet.), *N. elegans* (Dunk.), а также формы, существовавшие в среднем и позднем триасе: *Modiolus aff. reiblianus* (Bittn.), *Unionites muensteri* (Wissm.), *U. letticus* (Quenst.), *Myophoriopis gregaroides* (Phil.), *Neoschizodus rotundus* (Alb.).

На Южном Мангышлаке среднетриасовый комплекс двустворчатых выявлен в актасской (мощность 140 м), тенгинской (мощность до 300 м), тасбулатской (мощность до 180 м), токмакской (мощность до 200 м), жазгурлинской (мощность до

350 м) свитах, представленных известняками, доломитами, аргиллитами и алевролитами. По видовому составу комплекс аналогичен таковому в Горном Мангышлаке, хотя и несколько уступает в количественном отношении. Среди руководящих форм в южно-мангышлакском сообществе также присутствуют представители видов *Trigonodus* (?) *praelongus* Kipar., *Modiolus salzstettenis* (Hohen.) и др., а из сопутствующих – *Unionites canalensis* (Cat.), *U. fassaensis* (Wissm.), *U. letticus* (Quenst.), *U. muensteri* (Wissm.), *Myophoriopis gregaroides* (Phil.), *Myoconcha goldfussi* (Dunk.), *Gervillia mytiloides* (Schloth.), *Neoschizodus laevigatus* (Ziet.).

Комплекс гастропод из среднего триаса Южного Мангышлака намного беднее горно-мангышлакского как в видовом, так и в количественном отношении. В нем присутствуют лишь единичные представители *Cryptonerita elliptica* Kittl, *Euomphalus*

planus Assm., *Omphaloptycha submersa* Assm., известных из среднего триаса Западной Европы.

В пределах Устюрта немногочисленные остатки двустворок *Unionites canalensis* (Cat.), *U. albertii* (Assm.), *U. fassaensis* (Wissm.) были встречены в среднетриасовой части терригенного разреза площадей Комсомольская и Хорлык. Возрастной диапазон этих видов, как уже указывалось, ранний - средний триас.

В Прикаспийской впадине (площади Аралсор, Индер) из индерской свиты (аргиллиты, известняки, мергели мощностью до 200 м) Л.Д. Кипарисовой был установлен следующий комплекс двустворок: *Neoschizodus ovatus* (Goldf.), *Myophoriopsis planus* Hohen., *M. cf. subundatus* Schaur., *Pleuromya pulchra* Assm., характерные только для среднего триаса, *Myophoriopsis nuculiformis* (Zenk.), *Parallelodon beyrichi* (Stromb.), *Gervillia mytiloides* (Schloth.), *Mytilus eduliformis* Schloth., *Unionites fassaensis* (Wissm.), *U. albertii* (Assm.), встречающиеся в нижнем и среднем триасе.

Палеонтологический материал, полученный нами из керн новых скважин, пробуренных в междуречьях Урал-Волга и Урал-Эмба, позволил не только существенно расширить состав этого комплекса, но и впервые выявить ассоциацию гастропод. Так, из индерской свиты и забурунской серии автором были определены среднетриасовые виды двустворчатых *Trigonodus* (?) *praelongus* Kipar., *Modiolus mathildis* (Assm.), *M. salzstettensis* (Hohen.), *Schafaeutlia silesiaca* Assm., а также - *Trigonodus sandbergeri* Alb., *Unionites letticus* (Quenst.), *U. muensteri* (Wissm.), *Myophoriopsis gregaroides* (Phil.), существовавших в среднем и позднем триасе, и *Neoschizodus laevigatus* (Ziet.), *Pleuromya musculoides* Schloth., известных из всех трех отделов триаса. Установленная ассоциация гастропод пока немногочисленна в видовом отношении и состоит из представителей видов *Omphaloptycha schutteii* Gieb., *O. gregaria* Schloth., *Actaeonina mediocalcis* Hohen., *Cryptonerita elliptica* Kittl, *Eumphalus planus* Assm., широко распространенных в среднем триасе Западной Европы.

Из изложенного следует, что комплексы двустворок из среднего триаса очень близки между собой и включают в себя как формы широкого вертикального распространения (нижний - средний триас, средний - верхний триас), так и виды, возрастной диапазон которых ограничен только средним триасом. В целом же рассмотренные сообщества характеризуются широким развитием представителей родов *Modiolus*, *Trigonodus*, *Myophoriopsis*, *Unionites*, *Pleuromya*, позволяющих датировать вмещающие отложения средним триасом. Комплексы среднетриасовых гастропод более однообразны: в них доминируют в основном представители рода *Omphaloptycha*, в то время как остальные (рода *Cryptonerita*, *Eumphalus*, *Actaeonina*, *Neritaria*) имеют подчиненное значение. Указанные особенности комплексов двустворчатых и брюхоногих моллюсков дают возможность сопоставления среднетриасовых отложений Мангышлака, Устюрта и Прикаспийской впадины.

В верхнетриасовых отложениях найдены только двустворки и причем только в Горном Мангышлаке, в шайрской (мощность до 1800 м) и аусарской (мощность 400 м) свитах, представленных алевролитами, аргиллитами, песчаниками с редкими прослоями известняков. Этот комплекс в видовом отношении самый бедный из рассмотренных, однако присутствие в нем *Trigonodus serianus* Par., *T. (?) goeperti* (Berg.), *Mytilus nasai* Kob. et Ichik. позволяет уверенно сопоставлять вмещающие отложения с верхним триасом общей шкалы. Кроме перечисленных форм в нем отмечены *Unionites letticus* (Quenst.), *U. muensteri* (Wissm.), *Myophoriopsis gregaroides* (Phil.), *Neoschizodus laevigatus* (Ziet.), *Palaeoneilo elliptica* (Goldf.).

Таким образом, приведенный материал по двустворчатым и брюхоногим моллюскам из триаса Западного Казахстана наглядно иллюстрирует их важную роль (несмотря на то, что они обычно характеризуют только ярус или отдел):

при расчленении толщ и привязке их к общей шкале (уточнен возраст карадуанской, хозбулакской свит, обоснован возраст аусарской, тенгинской, токмакской, жазгурлинской и фетисовской свит) (Жидовинов, 1985);

при корреляции удаленных разрезов (сопоставлены баскунчакский горизонт нижнего триаса Прикаспия и тюрурпинский горизонт Мангышлака, а также среднетриасовые отложения Мангышлака, Устюрта и Прикаспийской впадины).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахова Т.В., Мстиславский М.М. Горный Мангышлак // Стратиграфия СССР. Триасовая система. М.: Недра, 1973. С. 186 - 199.
- Бычков Ю.М., Дагис А.С., Ефимова А.Ф., Полуботко И.В. Атлас триасовой фауны и флоры Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1976. 193 с.
- Возин В.Ф., Тихомирова В.В. Полевой атлас двустворчатых и головоногих моллюсков триасовых отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1964. 196 с.
- Дагис А.С., Курушин Н.И. Триасовые брахиоподы и двустворчатые моллюски севера Средней Сибири. М.: Наука, 1985. 160 с.
- Жидовинов С.Н. Стратиграфия триасовых отложений Мангышлака и Устюрта // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 23 с.
- Кипарисова Л.Д. Брюхоногие моллюски (гастроподы) // Стратиграфия СССР. Триасовая система. М.: Недра, 1973. С. 422 - 423.
- Кипарисова Л.Д., Липатова В.В. Двустворчатые моллюски // Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо. Изд-во Саратовского университета, 1972. С. 50 - 56.
- Липатова В.В., Деева О.К., Светлакова Э.А. и др. Триас Горного Мангышлака // Стратиграфия и палеонтология триасовых отложений Мангышлака и Устюрта. М.: ВНИГНИ, 1984. С. 3 - 32.
- Общая шкала триасовой системы СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. с. 31 - 35.
- Решение Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 48 с.

УДК 551.794:591.553(571.63)

**МОЛЛЮСКИ ИЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ХАСАНСКОГО РАЙОНА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)**

© 1993 г. К. А. Лутаенко

Зоологический музей Дальневосточного государственного университета,  
690000 Владивосток, Океанский проспект, 37, Россия

Поступила в редакцию 05.02.92 г.

Южная часть Приморского края является одним из наиболее изученных районов Дальнего Востока, по которому накоплен значительный объем информации, касающейся различных аспектов стратиграфии и палеогеографии голоцена. Вместе с тем, в основу стратиграфических схем и реконструкций окружающей среды положены преимущественно данные по спорово-пыльцевым спектрам, комплексам фораминифер и диатомей, дополненные радиологическими датировками (Короткий и др., 1980; 1988). Голоценовая малакофауна наиболее детально исследована в центральной части северо-западного побережья Японского моря (Евсеев, 1981), а на шельфе южного Приморья – в заливе Восток (Евсеев, 1975; 1976).

В марте 1991 г. Береговым исследовательским центром Дальневосточного государственного университета произведено бурение скважин в Хасанском районе Приморского края, вблизи побережья залива Посыета. Макрофауна (раковины моллюсков), отобранная послойно через 5 см из кернов 4 скважин, была передана автору для обработки (37 образцов). Ниже приводятся результаты ее изучения.

*Озеро Дорицине (Лотос).* Скважина пробурена в южной части озера (глубина воды – 1.4 м), в разрезе сверху вниз выделяются следующие слои (здесь и далее мощность в м):

1. Илы органогенные коричневого цвета..... 4.65
2. Песок илистый..... 0.25
3. Ил алеврито-пелитовый, синевато-черного цвета, пластичный..... 4.00
4. Ил песчанистый, синевато-черный..... 0.55
5. Песок слабо заиленный, зеленовато-черный..... 0.10  
9.55

На глубине 8.90 - 9.10 м вскрыт устричник – обилие *Crassostrea gigas* (Thunberg); вместе с устрицами встречено два вида гастропод: *Rapana venosa Valenciennes* и *Tritia acutidentata* (Smith) и два – двустворчатых моллюсков: *Trapezium liratum* (Reeve), *Masoma* sp. Обнаруженный комплекс, очевидно, существовал в условиях мелководной прогреваемой и слабо опресненной бухты.

*Озеро Сак-Пау (Заречное).* Разрез имеет следующий вид (глубина воды – 1 м, сверху вниз):

1. Ил текучий, переходящий в текуче-пластичный, бурого цвета..... 3.55
2. Глина мягкопластичная, черного цвета с синеватым отливом..... 7.85
3. Песок зеленовато-серый..... 0.15  
11.55

Моллюски в верхней части разреза отсутствуют, однако в интервале –9.80 ... –9.85 м обнаружена *R. venosa Valenciennes* – обитатель полузакрытых бухт со спокойным гидродинамическим режимом.

*Залив Лебединый.* Опресненный залив (лагуна), сообщающийся с бухтой Экспедиции залива Посыета. Бурением вскрыты следующие слои (глубина воды – 1.25 м, сверху вниз):

1. Песок алевритовый, илистый, синевато-черный..... 4.10
2. Песок слабо заиленный, светло-серый..... 0.20  
4.30

На глубине 3.25 - 3.35 м обнаружен слой раковин двустворчатого моллюска *Corbicula* cf. *japonica* Prime – характерного представителя эстуарного комплекса южного Приморья. Раковины хорошей сохранности, со следами или почти полностью сохранившимся периостракумом. В этом же интервале единично встречен *T. acutidentata* (Smith).

*Лагуна Тальми.* Крупная мелководная (максимальная глубина – 1.5 - 2 м) лагуна, соединенная с бухтой Сивучьей узкой протокой. Скважина пробурена в северной части лагуны; сверху вниз выделяются следующие слои (глубина воды – 1 м):

1. Песок мелкозернистый, алевритовый, с ракушечным детритом, темно-серый..... 2.50
2. Алеврит темно-серый, переслаивающийся маломощными прослоями песка и глин..... 0.90
3. Глина алеврито-пелитовая, черная, пластичная, с маломощными прослоями серого алеврита..... 10.05
4. Песок мелкозернистый, слегка заиленный, желтовато-серый..... 1.55  
15

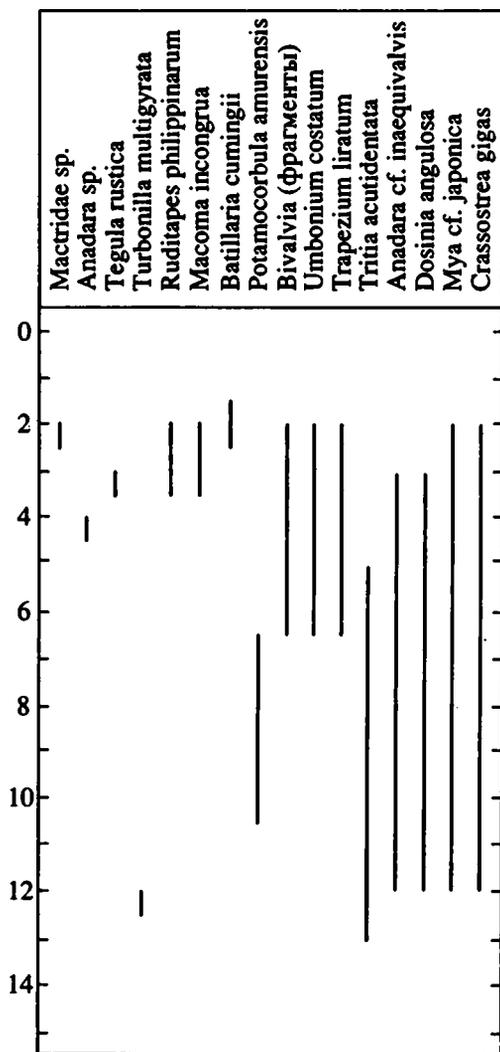
Макрофауна из верхнего 1-метрового слоя не отбиралась. В целом по всем слоям моллюски

представлены 15 видами, из них 5 – брюхоногие, 10 – двустворчатые. Распределение видов (рисунок) показывает определенную этапность заселения лагуны моллюсками. Судя по отсутствию раковин в подстилающих песках (слой 4), первые поселения моллюсков на месте современной лагуны возникли с началом накопления мощной пачки алевроито-пелитовых глин. В диапазоне –12.45 ... –12.55 м фиксируется *T. acutidentata* (Smith), а на глубине –12.20 ... –12.25 м появляется *Turbonilla multigyrata* Dunker – обычные морские гастроподы, обитающие в южном Приморье в защищенных прогреваемых бухтах. Выше по разрезу можно выделить два комплекса раковин. В первый (–2 ... –12 м) входит в качестве обычного вида *S. gigas* (Thunberg), встреченный в 20 пробах из 33, содержащих макрофауну; вместе с *S. gigas* (Thunberg) обнаружены характерные формы устричных рифов и банок – *Mya* cf. *japonica* Jay, *T. acutidentata* (Smith), *T. liratum* (Reeve). Второй комплекс (выше –2 м) включает *Masoma*

*incongrua* (Martens), *Ruditapes philippinarum* (Adams et Reeve) и *Tegula rustica* (Gmelin), обитавших здесь в заключительную фазу существования устричного поселения. Тогда же в этом районе появилась и *Batillaria cumingii* (Crosse), которая зарегистрирована в диапазоне –1.90 ... –2.45 м.

Таким образом, фиксируется 3 этапа формирования малакофауны. В первый из них, когда морские воды затопили обширную прибрежную низменность, в районе современной лагуны Тальми возникла мелководная бухта, началось интенсивное накопление илесто-алевритовых осадков и появились поселения моллюсков с доминирующим видом *T. acutidentata* (Smith). Позднее (2 этап) на илах развилась устричная банка с характерной фауной, продолжавшая существовать вплоть до начала аккумуляции темно-серых алевроитов с песками (слой 2). Последние устрицы исчезают примерно на –2.4 м, тогда как граница между слоями 1 и 2 отмечается на –2.5. В период существования устричника на месте лагуны находилась мелководная полузакрытая бухта, слабо опресненная за счет речного стока, на что указывает присутствие в отложениях эвригалинного морского, но тяготеющего к акваториям с пониженной соленостью вида – *Potamocorbula amurensis* (Schrenck). На 3 этапе произошло изменение режима осадконакопления, связанное с понижением уровня моря и повлекшее за собой обмеление бухты. Потеря связи с открытым морем привела к отмиранию устричника и заселению лагуны эвригалинными морскими и солоноватоводными моллюсками, один из которых – *B. cumingii* (Crosse) – продолжает обитать здесь и поныне, а другие, например, массовая форма современного бентоса лагуны *Masoma balthica* (L.), вселились на самых поздних стадиях образования водоема, что выявляется при сравнении списка рецентной малакофауны (Волова, 1974) с видовым составом моллюсков из скважины.

Полученные данные позволяют прийти к следующим заключениям. Комплекс моллюсков из интервала –2 ... –12 м фаунистически однообразен и может быть сопоставлен с фауной тепловодного облика, обнаруженной при изучении разрезов прибрежных террас и низменностей южного Приморья (Короткий и др., 1980; Евсеев, 1981; Лутаенко, 1991) и побережья острова Хоккайдо (Ohshima et al., 1972; Matsushima, 1984 и др.). Биогеографический анализ моллюсков из этого интервала свидетельствует о том, что в составе комплекса преобладают тепловодные формы – тропическо-субтропические (23%), субтропические (23%) и субтропическо-низкобореальные (46%), присутствует также широко распространенный бореальный вид (8%). По видовому составу моллюски из слоя –2 ... –12 м проявляют значительное сходство с богатой фауной на побережье вершинной части Уссурийского залива, отнесенной нами ко времени климатического оптимума голоцена (Лутаенко,



Распределение двустворчатых и брюхоногих моллюсков в скважине лагуны Тальми.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1988). Этот же возраст – среднеголоценовый – имеет и изученный ранее в отложениях террасы высотой около 4 м на побережье лагуны Тальми комплекс моллюсков (Алексеев, Голубева, 1980). Следовательно, мощная пачка глин, залегающих ниже отметки –2 ... –3 м в разрезе осадков лагуны, относится к атлантику (мы используем подразделение схемы Блитта–Сернандера), а вышележащие слои – к нерасчлененному позднему голоцену. Кровля атлантических отложений хорошо прослеживается по исчезновению *Apadara cf. inaequivalvis* (Bruguiere) (–3.25 ... –3.30 м) – тепловодного тропическо-субтропического вида, в настоящее время не обитающего в южном Приморье, а также других теплолюбивых форм – *Dosinia angulosa* (Philippi), *T. ligatum* (Reeve). Устричники, по-видимому, продолжали существовать и в суббореале; однако полная смена комплекса в позднем голоцене была связана не с климатическими изменениями, а с прогрессирующим понижением солености вследствие ослабления связи с открытым морем. Замена морских фаций на лагунные заметна также в скважинах, пробуренных в озерах Сак-Пау и Дорищине. Морские слои с раковинами залегают здесь не выше –8 ... –10 м и накапливались в период высокого стояния уровня моря, т.е. в атлантике. По данным А.М. Короткого с соавторами (1980), отложения атлантического возраста служат основной по объему толщей, выполняющей ингрессионные лагуны в долинах рек и вершинах бухт Приморья и в целом имеют наиболее широкое распространение в прибрежной зоне.

Следует отметить, что в открытых районах залива Посьета в атлантике обитал иной комплекс моллюсков, характеризующийся отсутствием тропическо-субтропических видов, но также достаточно тепловодный (Берсенев и др., 1983). Это ясно указывает на отчетливую дифференциацию сублиторальных поселений моллюсков южно-приморского шельфа в среднем голоцене, унаследованную современной малакофауной.

Автор искренне признателен Ю.А. Микишину за предоставление образцов макрофауны и данных по разрезам.

*Алексеев М.Н., Голубева Л.В.* К стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена Южного Приморья // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1980. № 50. С. 96 - 107.

*Берсенев Ю.И., Горювая М.Т., Аннин В.К.* Четвертичные отложения и палеогеография залива Посьета (Японское море) // Палеогеографический анализ и стратиграфия антропогена Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 144 - 169.

*Волова Г.Н.* Макрозообентос солоноватых водоемов Южного Приморья (Японское море) // Гидробиол. ж. 1974. Т. 10. Вып. 6. С. 32 - 37.

*Евсеев Г.А.* Донные отложения залива Восток (Японское море) и их стратиграфия по фауне двустворчатых моллюсков // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 144 - 156.

*Евсеев Г.А.* Происхождение залива Восток Японского моря и история его фауны двустворчатых моллюсков // Биологические исследования залива Восток. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23 - 62.

*Евсеев Г.А.* Сообщества двустворчатых моллюсков в послеледниковых отложениях шельфа Японского моря. М.: Наука, 1981. 160 с.

*Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С.* Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1980. Вып. 429. С. 1 - 234.

*Короткий А.М., Плетнев С.П., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А., Разжигалева Н.Г., Сахбгареева Е.Д., Мохова Л.М.* Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен - голоцен). М.: Наука, 1988. 240 с.

*Лутаенко К.А.* Раковины моллюсков в голоценовых отложениях на побережье вершинной части Уссурийского залива Японского моря // Биология моря. 1988. № 6. С. 65 - 67.

*Лутаенко К.А.* О происхождении тепловодных элементов малакофауны залива Петра Великого Японского моря // Биология моря. 1991. № 1. С. 12 - 20.

*Matsushima Y.* Shallow marine molluscan assemblages of postglacial period in the Japanese Islands // Bull. Kanagawa Pref. Mus., Natur. Sci. 1984. № 15. P. 37 - 109.

*Ohshima K., Yamaguchi S., Satoh H.* Alluvial shell beds along Kucharo Lake, Hokkaido // J. Geol. Soc. Japan. 1972. V. 78. № 3. P. 129 - 135.

**ГОДОВОЕ СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА  
“СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ” Т. 1, №№ 1 - 6, 1993 г.**

- Авакян К.Х., Буякайте М.И., Добржинецкая Л.Ф., Ляпунов С.М.**  
Геохимия и возраст глиноземистых гнейсов кольской серии архея Балтийского щита № 1, с. 9 - 14
- Архипов С.А., Волкова В.С., Зыкин В.С.** Календарь биотических и абиотических событий позднего кайнозоя Западной Сибири № 6, с. 53 - 58
- Асколи П., Григялис А.** Зональное подразделение средней юры - нижнего мела по фораминиферам на территории Канады и Восточной Европы № 4, с. 47 - 55
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.** Переход от палеокайнофита к неокайнофиту как одно из проявлений глобальной перестройки на рубеже эоцена и олигоцена № 2, с. 85 - 92
- Басов И.А.** Эволюция планктонных фораминифер тепловодной области Тихого океана в палеогене № 5, с. 72 - 80
- Беляков С.Л., Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е.** Стратиграфические исследования, основанные на эвстатических колебаниях № 6, с. 3 - 9
- Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д.** Возрастные рубежи в геологической эволюции докембрия Енисейского кряжа № 1, с. 35 - 40
- Большакова Н.Л., Геккер М.Р., Ивановский А.Б., Космынин В.Н., Соколов Б.С., Улитина Л.М.** Основные направления коралловых рифов № 3, с. 3 - 8
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А.** Корреляция опорных местонахождений млекопитающих миоцена Северной Евразии с магнитохронологической шкалой № 1, с. 118 - 127
- Вангенгейм Э.А., Вислобокова И.А., Година А.Я., Дмитриева Е.Л., Жегалло В.И., Сотникова М.В., Глеубердина П.А.** О возрасте фауны млекопитающих из карабулакской свиты на р. Калмакпай (Зайсанская впадина, Восточный Казахстан) № 2, с. 37 - 44
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.** Микробиоты керпыльской серии сибирского гиперстратотипа рифея № 1, с. 41 - 58
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.** Первые находки органостенных микрофоссилий в верхнем докембрии Боксон-Сархойского прогиба (Восточный Саян) № 4, с. 27 - 32
- Величкевич Ф.Ю., Санько А.Ф.** Витебское межледниковье Беларуси № 3, с. 120 - 124
- Вислобокова И.В., Ербаева М.А., Сотникова М.В.** Ранневиллафранкский этап в развитии фауны млекопитающих Северной Евразии № 5, с. 87 - 96
- Волкова Н.А.** Таксономический состав акритарх в пограничных отложениях кембрия и ордовика Эстонии на фоне гляциоэвстатических и климатических колебаний № 3, с. 97 - 102
- Волкова Н.А.** Таксономический состав акритарх и климат в раннем тремадоке балтийской фитопланктонной провинции № 5, с. 39 - 43

- Воронина А.А., Попов С.В., Трубин В.М., Калугин В.П.**  
Актепинская свита Копетдага и положение границы палеогена и неогена № 3, с. 82 - 91
- Герман А.Б.** Этапность и цикличность развития поздне меловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона № 1, с. 87 - 96
- Герман А.Б.** Позднемаастрихтская флора междуречья Эмима-Ильнайваам (северо-восток Корякского нагорья) и ее стратиграфическое значение № 4, с. 64 - 72
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.** Геологические события палеогена Камчатки № 1, с. 97 - 108
- Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е.** Отражение колебаний уровня моря в геологической летописи № 4, с. 3 - 10
- Головенко В.К., Белова М.Ю.** Микрофоссилии в кремнях из рифейских отложений Туруханского поднятия № 3, с. 51 - 61
- Горохов И.М., Дюфур М.С., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В., Овчинникова Г.В., Гороховский Б.М.**  
Раннепалеозойские фрагменты Гондваны в покровах Центрального Памира Гималаев: геохимические и изотопные характеристики № 3, с. 20 - 34
- Грацианова Р.Т., Язиков А.Ю., Елкин Е.А., Изох Н.Г.**  
История развития строфеодонтий (брахиоподы) в девонском бассейне западной части Алтае-Саянской области № 4, с. 33 - 40
- Дагис А.С., Ермакова С.П.** Схема детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса № 2, с. 26 - 36
- Девяткин Е.В.** Меридиональный анализ экосистем плейстоцена Азии (основные проблемы) № 4, с. 77 - 83
- Долуденко М.П., Ахметьев М.А., Бараль Ж.** Флоры литографских и слоистых известняков поздней юры и раннего мела Юго-Западной Евразии и их климатическая интерпретация № 3, с. 103 - 108
- Запорожец Н.И.** Палинология и фитопланктон нижнего олигоцена Северного Кавказа № 1, с. 128 - 136
- Зубаков В.А.** Климатостратиграфическая корреляция и общая шкала европейского плейстоцена № 3, с. 109 - 119
- Иванова Р.М., Чувашов Б.И.** Башкирский ярус Симской мульды (западный склон Южного Урала) № 1, с. 76 - 86
- Ивановская Т.А., Кац А.Г., Флорова З.Б., Ципурский С.И., Яковлева О.В.**  
Строение и литолого-минералогические особенности базальной части нижнего рифея Оленекского поднятия № 4, с. 84 - 92
- Игнатьев И.А.** Палеогеоботанические основы зонального расчленения континентальных флороносных толщ (на примере верхней перми Печерского бассейна и Приуралья) № 5, с. 63 - 71
- Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С.** Симптоматика экологических кризисов № 5, с. 3 - 8
- Корень Т.Н.** Основные рубежи в эволюции лудловских граптолитов № 5, с. 44 - 52

- Лаврушин Ю.А., Алексеев М.Н.**  
Позднекайнозойские палеоклиматические события в Арктическом океане № 6, с. 48 - 52
- Лаухин С.А.** Изменения климата в плиоцене - плейстоцене  
Северо-Востока Азии № 6, с. 59 - 65
- Лапо А.В., Давыдов В.И., Пашкевич Н.Г., Петров В.В., Вдовец М.С.**  
Методические основы изучения геологических памятников природы России № 6, с. 75 - 83
- Ларин А.М., Кутявин Э.П.** Возраст иотнийского магматизма  
Северного Приладожья (Южная Карелия) № 5, с. 15 - 19
- Лебедев Е.Л.** Амкинское похолодание и развитие флор на рубеже  
раннего и позднего мела № 2, с. 78 - 84
- Левен Э.Я.** Главные события пермской истории области Тетис и фузулиниды № 1, с. 59 - 75
- Наугольных С.В.** Флора кунгурского яруса Среднего Приуралья  
и ее корреляция с флорами Центральной Ангариды № 5, с. 53 - 62
- Невесская Л.А.** Абиотические и биотические события  
в кайнозойском океане № 4, с. 56 - 62
- Новиков В.М., Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В.,  
Додонов А.Е., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Ханна С., Ахтум Н.**  
Геохронология кор выветривания платобазальтов Сирии  
и эволюция палеоклимата региона за последние 20 млн. лет № 6, с. 66 - 74
- Овчинникова Г.В., Неймарк Л.А., Левченков О.А., Комаров А.Н.,  
Гороховский Б.М., Киселева Е.И., Шулешко И.К.**  
Возможности использования апатитов в U-Pb геохронологии № 3, с. 9 - 19
- Окунева Т.М.** Триасовые отложения южных районов Востока России № 3, с. 67 - 75
- Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Пушкарь В.С., Петренко Т.И.**  
Палеоботаническая характеристика и радиометрическое датирование  
неогеновых отложений Южного Приморья № 6, с. 40 - 47
- Петров П.Ю.** Условия накопления нижних свит рифея  
северной части Туруханского поднятия № 2, с. 55 - 66
- Петров П.Ю.** Строение и обстановки осадконакопления  
безымянной свиты рифея Туруханского поднятия Сибири № 5, с. 20 - 32
- Пилипенко А.И.** Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла  
Восточно-Индийского хребта на широте 10° - 18° ю.ш. № 4, с. 93 - 103
- Попов Л.Е.** Динамика разнообразия бентосной фауны  
на границе кембрия и ордовика на территории  
Восточно-Европейской платформы и ее обрамления № 5, с. 33 - 38
- Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Воронина А.А., Столяров А.С.**  
История Восточного Паратетиса в позднем эоцене - раннем миоцене № 6, с. 10 - 39
- Репин Ю.С., Полуботко И.В.** Зональное расчленение верхнего тоара  
на Северо-Востоке России № 1, с. 109 - 117
- Рукина Г.А.** Развитие фораминиферовых сообществ  
на рубеже турнейского и визейского веков № 3, с. 62 - 66

<b>Сальников Б.А., Брутман Н.Я., Кузнецова В.Н., Попова Л.А.</b> О пограничных слоях палеогена и неогена северо-западного Сахалина	№ 5, с. 81 - 86
<b>Семихатов М.А.</b> Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение	№ 1, с. 6 - 20
<b>Семихатов М.А., Раабен М.Е.</b> Динамика систематического разнообразия рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии	№ 2, с. 3 - 12
<b>Сергеев В.Н.</b> Окременные микрофоссилии рифея Анабарского поднятия	№ 3, с. 35 - 50
<b>Симакова А.Н.</b> Палинология и плиоцен-четвертичная история климата Северо-Западной Сирии	№ 3, с. 125 - 131
<b>Соколов Б.С.</b> К читателям журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция"	№ 1, с. 3 - 5
<b>Соловьева Н.А., Сорокин В.М.</b> Генетическая типизация позднечетвертичных отложений восточной окраины Черного моря	№ 2, с. 45 - 54
<b>Соломина Р.В., Преображенская Э.Н.</b> К стратиграфической схеме перми Таймыра	№ 2, с. 13 - 25
<b>Сочава А.В., Подковыров В.Н.</b> Эволюция состава карбонатных пород в позднем докембрии	№ 4, с. 11 - 26
<b>Тесаков А.С.</b> Позднеплиоценовые и раннеплейстоценовые мелкие млекопитающие юга Восточной Европы	№ 3, с. 92 - 96
<b>Устрицкий В.И.</b> Бореальная биогеографическая область в палеозое	№ 2, с. 67 - 77
<b>Федоров П.В.</b> Ранний плейстоцен Понто-Каспия	№ 1, с. 137 - 143
<b>Челебаева А.И., Шанцер А.Е.</b> Этапность развития флор в палеогене Камчатки (последовательность и воздействующие факторы)	№ 4, с. 73 - 76
<b>Чумаков Н.М.</b> Среднесибирский гляциогоризонт рифея	№ 1, с. 21 - 34
<b>Шувалов В.Ф.</b> Верхнеюрские и неокомские (?) отложения в Заалтайской Гоби (Монголия)	№ 3, с. 76 - 81
<b>Ярошенко О.П.</b> Этапы развития палинофлор триаса и их связь с изменениями палеогеографических обстановок	№ 4, с. 41 - 46

#### Краткие сообщения

<b>Аверьянов А.О., Удовиченко Н.И.</b> Возраст позвоночных местонахождения Андарак (Южная Фергана)	№ 3, с. 139 - 141
<b>Алешин В.М., Даньшина Н.В.</b> Верхний палеозой района Южно-Эмбенского гравитационного максимума	№ 4, с. 110 - 112
<b>Брагин Н.Ю.</b> Стратиграфия юрско-нижнемеловых кремнисто-терригенных отложений Приморья (Горбушинская толща)	№ 2, с. 93 - 99

- Варламов А.И., Пак К.Л.** Сообщества трилобитов и фации  
верхнекембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы № 2, с. 104 - 110
- Габлина С.С.** Позднечетвертичные диатомовые водоросли  
Русской равнины – показатель палеоэкологических изменений № 3, с. 136 - 138
- Горева Н.В., Исакова Т.Н.** Изменение таксономической структуры  
комплексов конодонтов и фораминифер в касимовском ярусе  
Подмосковья в связи с цикличностью осадконакопления № 3, с. 132 - 135
- Дубинина С.В.** Уточнение начала эвстатического события Лэнк Рэнч  
на границе кембрия и ордовика № 2, с. 100 - 103
- Жидовинов С.Н.** Комплексы двустворчатых и брюхоногих моллюсков  
триаса Западного Казахстана и их значение для стратиграфии № 6, с. 84 - 88
- Закруткин В.Е., Скрипка Г.И., Семенов И.В.**  
О геохимической специализации пограничного мел-палеогенового  
“иридиевого горизонта” № 4, с. 101 - 104
- Лутаенко К.А.** Моллюски из голоценовых отложений  
Хасанского района (Южное Приморье) № 6, с. 89 - 91
- Шик С.М.** Климатическая ритмичность в плейстоцене  
Восточно-Европейской платформы № 4, с. 105 - 109

---

### Хроника

- Захаров Ю.Д.** Международная конференция по биостратиграфии  
и тектонике перми и триаса. Владивосток № 3, с. 142 - 144
- 

### Персоналии

- Поярков Б.В.** Стиль работы В.П. Маслова (к столетию со дня рождения) № 2, с. 111 - 112
- 

---

Сдано в набор 24.08.93 г.	Подписано к печати 13.10.93 г.	Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Уч.-изд. л. 9.6
	Усл. кр.-отг. 4.4 тыс.	Бум. л. 6.0
	Тираж 359 экз.	Цена 25 р. 00 к.
	Зак. 485	

---

**Российско-Американское издательство**  
**ИНТЕРПЕРИОДИКА**

**Впервые русские и английские версии журналов  
Российской академии наук  
выходят в свет одновременно !**

**Ученые России имеют уникальную возможность оперативно сообщить  
о результатах своих исследований научному миру !**

**В 1993 году ИНТЕРПЕРИОДИКА переводит на английский язык,  
издаёт и распространяет журналы:**

- *Geology of Ore Deposits*
- *Glass Physics and Chemistry*
- *Herald of the Russian Academy of Sciences*
- *High Temperature*
- *Inorganic Materials*
- *Kinetics and Catalysis*
- *Laser Physics*
- *The Physics of Metals and Metallography*
- *Pattern Recognition and Image Analysis*
- *Petrology*
- *Polymer Science*
- *Russian Journal of Coordination Chemistry*
- *Russian Journal of Electrochemistry*
- *Russian Journal of Inorganic Chemistry*
- *Russian Journal of Physical Chemistry*
- *Russian Journal of Plant Physiology*
- *Stratigraphy and Geological Correlation*
- *Studies on Russian Economic Development*
- *Theoretical Foundations of Chemical Engineering*
- *Thermal Engineering*
- *Water Resources*

**Подписаться на английские версии журналов можно по адресу:**

**INTERPERIODICA, P.O. Box 1831, Birmingham, Alabama 35201-1831, USA.  
Phone: (800) 633-4931, (205) 995-1567 (outside US and Canada); Fax: (205) 995-1588.**

**Журналы, издаваемые в 1993 году на русском языке  
Международной академической издательской компанией (МАИК) "НАУКА"  
при участии издательства ИНТЕРПЕРИОДИКА**

- *Вестник РАН*
- *Водные ресурсы*
- *Вопросы ихтиологии*
- *Высокомолекулярные соединения*
- *Геология рудных месторождений*
- *Геотектоника*
- *Доклады академии наук*
- *Журнал неорганической химии*
- *Журнал физической химии*
- *Кинетика и катализ*
- *Координационная химия*
- *Неорганические материалы*
- *Океанология*
- *Петрология*
- *Почвоведение*
- *Стратиграфия.  
Геологическая корреляция*
- *Теоретические основы  
химической технологии*
- *Теплофизика высоких температур*
- *Физика атмосферы и океана*
- *Физика Земли*
- *Физиология растений*
- *Электрохимия*

**Размещение рекламы в русских и в английских версиях журналов:**

телефон: (095) 334-7420  
факс: (095) 336-0666