

Том 4, Номер 6

ISSN 0869-592X

Ноябрь - Декабрь 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор  
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

Том 4 № 6 1996 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. Берггрен, Е. В. Бибилова,  
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,  
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко,  
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин,  
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

*Зав. редакцией* Т. В. Тришкина

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

**Москва**  
**Издательство “Наука”**  
**Международная академическая**  
**издательская компания “Наука”**

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

Том 4 № 6 1996 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. Берггрен, Е. В. Бибилова,  
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,  
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко,  
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин,  
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

*Зав. редакцией* Т. В. Тришкина

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

**Москва**  
**Издательство “Наука”**  
**Международная академическая**  
**издательская компания “Наука”**

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

## Том 4, номер 6, 1996

---

---

|   |    |
|---|----|
| Современное состояние изотопно-геохронологической шкалы фанерозоя<br><i>А. Г. Рублев</i>  | 3  |
| Биозональные стандарты: принципы построения, детальность<br>и пространственное применение (грантолиты, силур)<br><i>Т. Н. Корень</i>  | 14 |
| Мидийский ярус перми и его границы<br><i>Э. Я. Левен</i>  | 20 |
| Палеоген полуострова Утхолокского (Западная Камчатка)<br><i>Л. И. Фотьянова, М. Я. Серова, Ф. Д. Левин, Н. П. Маслова</i>   | 32 |
| Региональные угловые несогласия в кайнозое Камчатки<br><i>М. Н. Шапиро, Ю. Б. Гладенков, А. Е. Шанцер</i>   | 47 |
| Новые данные по геологии острова Итуруп (Курильская островная дуга)<br><i>Д. И. Витухин, Т. В. Орешикина, Ю. М. Пущаровский, Н. В. Цуканов</i>                                    | 61 |
| Стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Беларуси<br><i>Ф. Ю. Величкевич, А. Ф. Санько, Т. Б. Рылова,<br/>В. И. Назаров, Г. К. Хурсевич, Г. И. Литвинюк</i> | 75 |
| Юрско-раннемеловые обстановки с жарким гумидным климатом на севере Аравийской плиты<br><i>Ю. Г. Цеховский</i>   | 88 |

---

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

|   |    |
|---|----|
| Первые находки конодонтов в верхнетриасовых отложениях острова Котельный<br><i>Т. В. Клец</i> | 96 |
| Понто-Каспий как возможный страторегион плейстоцена Европы<br><i>П. В. Федоров</i>            | 99 |

---

## ПЕРСОНАЛИИ

|   |     |
|---|-----|
| Григорий Яковлевич Крымгольц (к 90-летию со дня рождения)<br><i>А. И. Жамойда, Е. Д. Калачева, Е. Л. Прозоровская,<br/>В. А. Прозоровский, К. О. Ростовцев, И. И. Сей</i> | 105 |
|---|-----|

---

## ХРОНИКА

|   |     |
|---|-----|
| К 50-летию выделения рифея (Всероссийское совещание<br>по общим проблемам стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии)<br><i>В. А. Коротеев, А. В. Маслов, М. Т. Крупенин</i> | 108 |
|---|-----|

---

---

# Contents

---

---

## Vol. 4, No. 6, 1996

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

---

---

|   |    |
|---|----|
| The State-of-the-Art of the Phanerozoic Isotope Geochronologic Scale<br><i>A. G. Rublev</i>   | 3  |
| Biozonal Standards: Calibration Principles, Degree of Sophistication,<br>and Interregional Application (Silurian Graptolites)<br><i>T. N. Koren</i>   | 14 |
| The Midian Stage of the Permian and Its Boundaries<br><i>E. Ya. Leven</i>   | 20 |
| The Paleogene of the Utkholok Peninsula, Western Kamchatka<br><i>L. I. For'yanova, M. Ya. Serova, F. D. Levin, and N. P. Maslova</i>  | 32 |
| Regional Angular Unconformities in the Cenozoic Sequences of Kamchatka<br><i>M. I. Shapiro, Yu. B. Gladenkov, and A. E. Shantser</i>  | 47 |
| New Data on Geology of the Iturup Island (Kuril Island Arc)<br><i>D. I. Vitukhin, T. V. Oreshkina, Yu. M. Pushcharovskii, and N. V. Tsukanov</i>  | 61 |
| Stratigraphic Scheme of the Quaternary (Anthropogene) Deposits of Belarus<br><i>F. Yu. Velichkevich, A. F. San'ko, T. B. Rylova, V. I. Nazarov<sup>†</sup>, G. K. Khursevich, and G. I. Litvinyuk</i> | 75 |
| Jurassic–Early Cretaceous Depositional Environments<br>with the Hot Humid Climate in the Northern Arabian Plate<br><i>Yu. G. Tsekhovskii</i>  | 88 |

---

## BRIEF COMMUNICATIONS

|  |    |
|--|----|
| First Discovery of Conodonts from Upper Triassic Deposits of Kotelny Island<br><i>T. V. Klets</i>    | 96 |
| The Pontian-Caspian as a Possible Stratotype Region for European Pleistocene<br><i>P. V. Fedorov</i> | 99 |

---

## PERSONALIA

|  |     |
|--|-----|
| Grigorii Yakovlevich Krymgol'ts: To His Ninetieth Birthday<br><i>A. I. Zhamoida, E. D. Kalacheva, E. L. Prozorovskaya,<br/>V. A. Prozorovskii, K. O. Rostovtsev, and I. I. Sei</i> | 105 |
|--|-----|

---

## CHRONICLE

|   |     |
|---|-----|
| Fifty years of Riphean Geology (All-Russian Conference on General Problems<br>of Stratigraphy and Geological History of the Riphean in Northern Eurasia)<br><i>V. A. Koroteev, A. V. Maslov, and M. T. Krupenin</i> | 108 |
|---|-----|

---

---

Сдано в набор 01.08.96 г.

Подписано к печати 03.10.96 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 5.1 тыс.

Уч.-изд. л. 15.1

Бум. л. 7.0

Тираж 356 экз.

Зак. 742

УДК 551.731.78.03:550.93

## СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ФАНЕРОЗОЯ

© 1996 г. А. Г. Рублев

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

Поступила в редакцию 19.01.95 г., получена после доработки 28.03.95 г.

В статье рассматривается современное состояние обоснованности рубежей фанерозойской шкалы геологического времени в абсолютном летоисчислении. Критический анализ изотопно-геохронологических данных, положенных в основу существующих шкал, показывает, что лишь очень немногие из них могут участвовать в конструировании адекватной шкалы. В настоящее время надежные датировки имеют границы следующих периодов: нижняя граница кембрия – 535 млн. лет, ордовик–силур – 440 млн. лет, юра–мел – древнее 137 млн. лет, мел–палеоген – 65 млн. лет, палеоген–неоген – 23 млн. лет. Кроме того, имеющиеся датировки позволяют определить границы большинства веков ордовика, позднего мела, палеогена и неогена, а также оценить возраст рубежей ряда эпох: ранний–поздний силур – 421 млн. лет; средний–поздний девон – 367 млн. лет; ранний–средний триас – 238 млн. лет; ранняя–средняя юра – моложе 185 млн. лет.

В работе рассматриваются принципы построения современной шкалы и, в частности, обосновывается приоритет “геохронологического” подхода. Кроме того, обсуждается характер дальнейшей работы над шкалой и необходимость создания отечественной шкалы геологического времени.

**Ключевые слова.** Изотопная геохронология, хроностратиграфия, шкала геологического времени, вулканиты, фанерозой.

Принципиальная важность использования адекватной фанерозойской шкалы геологического времени, позволяющей однозначно сопоставлять относительный (хроностратиграфический) и абсолютный (изотопный) возрасты фанерозойских геологических объектов и процессов, не нуждается в обосновании. Отметим только, что от качества применяемой шкалы зависит правильность реконструкции фанерозойской истории геологического развития отдельных регионов и Земли в целом, нахождение в этой истории места для нестратифицированных (интрузивных, рудных и т.п.) объектов, привязка к абсолютному летоисчислению основных этапов развития биосферы, надежность синхронизации осадочных и магматических пород, корректность межрегиональной корреляции, обоснованность серийных легенд к геологическим картам. Представляется также, что привязка к абсолютному летоисчислению – это один из немногих способов (если не единственный) корректного сопоставления местных и региональных стратиграфических схем с Глобальной стратиграфической шкалой (ГСШ) при отсутствии необходимых и достаточных палеонтологических данных.

Необходимостью решения этой проблемы и объясняется постоянная работа зарубежных исследователей по совершенствованию геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении. Тем не менее, несмотря на появление новых

данных и постоянное совершенствование методов датирования, ни одна из существующих шкал с позиций современной методологии изотопно-геохронологических исследований не вызывает полного удовлетворения. Предлагаемая работа посвящена анализу современного состояния проблемы и путям ее решения.

Прежде чем перейти к содержательной части – несколько замечаний. Во-первых, здесь не будут рассматриваться шкалы, основанные на предположении о влиянии на геологическую историю Земли ее места на галактической орбите и, следовательно, коррелирующие периодичность геологических событий со временем галактического года (например: Ясаманов, 1993; и др.). На взгляд автора, такие предположения пока явно недостаточно обоснованны, хотя бы в силу неоднозначности самой величины галактического года, и носят умозрительный характер. Более того, проверка указанной периодичности опирается на существующие “нормальные” шкалы, достоверность которых далека от совершенства. Во-вторых, автор статьи не является специалистом по палеонтологии и стратиграфии. Поэтому вопросы, относящиеся к стратиграфической основе шкалы геологического времени (если таковые существуют), логичнее оставить соответствующим профессионалам. В-третьих, в статье рассматривается состояние дочетвертичной фанерозойской шкалы. Датирование четвертичных

образований осуществляется в основном специфическими методами, в силу чего данный вопрос требует отдельного обсуждения специалистами в этой области. И, наконец, одно замечание по терминологии. В настоящей статье вместо термина “геохронометрическая шкала”, рекомендованного в последнем Стратиграфическом кодексе (1992, с. 22) для “геохронологической шкалы”, рубежи которой определены в абсолютных единицах, используется термин “шкала геологического времени”. Автор полагает, что было бы проще за такой шкалой оставить название “геохронологическая”, а то, что под этим понимается в Стратиграфическом кодексе, обозначить как “хроностратиграфическая” или “геоисторическая”. Поэтому, не желая применять заведомо неудачный термин “геохронометрическая” и избегая двойственности понимания термина “геохронологическая”, здесь будет использовано определение “фанерозойская шкала геологического времени” (ФШГВ). Это понятие широко распространено в западной научной литературе, где оно органично объединяет два различных типа шкал: хроностратиграфическую и хронометрическую (Harland et al., 1982).

### ПРИНЦИПЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ФШГВ

Для всех специалистов очевидно, что создание адекватной шкалы геологического времени требует соблюдения ряда условий, главные из которых: 1) объект, выбранный в качестве репера (опорной точки), должен быть точно привязан к ГСШ; 2) изотопный возраст этого объекта может быть определен с необходимой точностью и однозначно доказан; 3) изотопный возраст должен строго соответствовать геологическому возрасту. Оставляя за рамками этой статьи вопрос о хроностратиграфической привязке, рассмотрим возможности методов изотопного датирования в точном определении возраста объектов, используемых для построения ФШГВ, без чего будет сложно оценить ее современное состояние.

В рамках одной статьи трудно полностью осветить все вопросы получения и интерпретации изотопно-геохронологических данных, чему посвящены многочисленные публикации отечественных и зарубежных исследователей. Поэтому кратко остановимся только на возможной системе доказательств реальности, истинности измеряемого возраста, имея в виду, что результаты исследований, в которых соответствующих доказательств не приводится, для построения шкалы не должны использоваться, хотя в качестве неких “ограничителей” или в иных прикладных целях и они могут найти применение.

Сущность независимых изотопных доказательств, используемых для обоснования правильности определений радиологического возраста, основывается на надежно установленном различии в геохимическом поведении в природных процессах почти всех используемых изотопно-геохронометрических систем. (Под последними понимается конкретная пара материнский–дочерний изотоп в каком-либо природном геохронометре, например: Rb-Sr система биотита или Sm-Nd система породы в целом.) Это означает, что при отсутствии искажающих факторов все применяемые в изотопной геохронологии методы как по породе в целом (валовым пробам), так и по составляющим ее минералам будут определять одинаковое время, отвечающее возрасту объекта. Практически справедливо и обратное утверждение: совпадение измеренных возрастов для всех изотопно-геохронометрических систем указывает на отсутствие или недостаточную интенсивность искажающих факторов и однозначно доказывает истинность полученного возраста для изученного объекта.

Весь опыт мировой геохронологии показывает, что для получения требуемых доказательств не обязательно использовать все изотопные методы по всем породам и минералам, составляющим исследуемый объект. В большинстве случаев достаточно применения к ограниченному числу природных геохронометров двух–трех методов, а при благоприятных обстоятельствах даже одного, чтобы нужные доказательства были представлены. Для этого необходимо методологически корректное использование каждого метода, позволяющее применить собственные критерии достоверности, присущие любому из них и основывающиеся на закономерностях геохимического поведения изотопов в соответствующих системах. Отсылая интересующегося этими проблемами читателя к специальной литературе (Пушкарёв и др., 1978; Шанин и др., 1979; Рублёв, 1984; и др.) и не останавливаясь на ряде методических вопросов, кратко и без доказательств сформулируем эти критерии применительно к каждому методу.

В U-Pb методе датирования по цирконам (а именно этот минерал чаще всего используется в геохронологических исследованиях) основным критерием достоверности является совпадение измеренных возрастов, рассчитанных по трем изотопным отношениям:  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , то есть внутренняя конкордантность. В случае дискордантности цирконов необходимо использовать серию проб одной генерации для построения дискордии в координатах Аренса–Везерилла. Верхнее пересечение изохроны с конкордией определяет время образования изученной генерации цирконов. Наибольшую опасность при использовании U-Pb метода представляет при-

сутствие в цирконах ксеногенной составляющей. При этом цирконы оказываются дискордантными, а время образования изученных цирконов определяется нижним пересечением дискордии (если ее удастся получить) с конкордией. В связи с вышесказанным нельзя считать достоверными любые единичные датировки по какому-либо одному отношению без анализа всей совокупности аналитических данных. Тем более к таковым не относятся данные по ранее использовавшимся альфа-свинцовому и трековому методам.

Rb-Sr и Sm-Nd методы могут использоваться как для отдельных минералов, так и по породе в целом, причем в последнем случае обязательно в изохронном варианте. Необходимым условием правильности результата является соответствие изученной серии проб изохронной модели, что определяется величиной среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО) порядка единицы. Критерий надежности – обязательное совпадение возрастов различных минералов с изохронным возрастом, т.е. расположение точек, соответствующих минералам, на изохроне для валовых проб. В ряде случаев достаточно совпадения измеренных возрастов различных минералов без использования проб пород в целом. Любые единичные датировки по минералам, мономинеральные изохроны или изохроны по породе в целом не могут относиться к разряду достоверных, если возраст определяется только этими результатами. Сказанное не означает, что они обязательно искажены – просто в подобных случаях отсутствуют строгие доказательства того, что этих искажений не было.

При использовании K-Ag метода основным критерием надежности является совпадение измеренных возрастов минералов одной пробы, обладающих резко отличающимися способностями к потерям радиогенного аргона. При не очень сильной дискордантности, если измеренные возрасты соответствуют ряду устойчивости минералов к потерям аргона (в порядке ее убывания: амфиболит (пироксен)–мусковит–биотит–полевые шпаты–глауконит), требуется анализ минералов из серии проб, позволяющий найти закономерности изменения разницы в измеренных возрастах и выявить минералы, K-Ag система которых оказалась незатронутой внешним воздействием. Основная опасность при K-Ag датировании – хоть и сравнительно редкое, но возможное присутствие избыточного аргона различного происхождения практически во всех минералах (кроме мусковита). Очевидно, что использование только валовых проб или минералов с низкой устойчивостью к потерям аргона (полевые шпаты, глаукониты) в лучшем случае может предоставить информацию лишь о верхнем возрастном пределе для времени образования данного объекта.

В зарубежной литературе часто используются данные метода возрастных спектров (метод

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ). Отношение к этим данным как к вполне надежным не всегда оправдано. Они могут рассматриваться как неискаженные, если возраст плато у разных минералов совпадает. При этом само плато должно соответствовать 70–90% всего выделенного аргона (сказанное не относится к биотитам, у которых может наблюдаться плато независимо от потерь или захвата аргона).

Если в ходе геохронологического исследования каким-либо методом не удастся получить требуемых доказательств реальности измеренного возраста, необходимо использование по крайней мере еще одного определяемого минерало-геохимическими особенностями изучаемого объекта. Более того, поскольку априори неизвестны число и интенсивность природных факторов, искажающих изотопно-геохронометрические системы, при датировании опорных объектов необходимо предусматривать применение минимум двух изотопно-геохронологических методов.

Обратимся теперь к возможностям надежного определения возраста различных типов пород, чаще всего используемых при создании существующих ФШГВ, в том числе и с позиций геологической значимости изотопного возраста.

Наиболее предпочтительными для изотопного датирования являются интрузивные породы (за исключением ультраосновных), по отношению к которым возможно использование всех изотопно-геохронологических методов и максимального числа природных геохронометров. Как показывает мировая геохронологическая практика, при методологически корректном использовании изотопных методов петрографически неизмененные фанерозойские интрузивные породы надежно датируются в абсолютном большинстве случаев. Серьезные трудности вызывает определение возраста интрузий, сильно измененных во вторичных процессах, а также пород сложного генезиса, не прошедших стадию изотопной гомогенизации магматического расплава.

Несмотря на предпочтительность использования интрузивных пород для изотопного датирования, следует подчеркнуть, что они вряд ли могут широко применяться в качестве реперов при построении шкалы. Во-первых, интрузивные породы крайне редко имеют достаточно точную хроностратиграфическую привязку. Чаще всего для них может быть определена либо верхняя, либо нижняя возрастная граница, причем временной интервал от момента внедрения интрузии до одной из этих границ, как правило, слишком велик (не менее нескольких миллионов лет) с позиций уточнения рубежей шкалы. Во-вторых, геологический возраст интрузий определяется по времени внедрения магмы. Между тем изотопные “часы” фиксируют определенный момент в становлении породы, когда магма уже

раскристаллизовалась, а температура упала до величины, при которой соответствующие изотопно-геохронометрические системы становятся закрытыми. Существуют данные, что указанный интервал в жизни мезо- и гипабиссальных интрузивных тел может не превышать нескольких миллионов лет (Рублёв, 1986), однако суммарный эффект двух указанных причин делает интрузивные породы практически непригодными в качестве хроностратиграфического репера.

Вулканические породы хуже поддаются надежному датированию по сравнению с интрузивными. В основе этого лежат две главные причины. Первая связана со слабой раскристаллизованностью вулканических пород, что вызывает определенные сложности при выделении необходимых минералов в нужном количестве и требуемой чистоты. Однако по мере совершенствования аналитической техники влияние этого фактора постепенно ослабевает. Вторая причина заключается в частой измененности вулканических пород, вплоть до полного вторичного преобразования минералов-геохронометров, из-за чего отбор необходимого каменного материала представляет трудную задачу. Если ее удается разрешить, то определение возраста вулканических пород почти не отличается от датирования интрузивных, хотя и имеет некоторые специфические черты (Бибикова, 1985; Горохов, 1985; Морозова и др., 1985). Отметим, что при датировании вулканических пород чаще всего используются K-Ag и Rb-Sr методы, тогда как применение U-Pb метода осложнено трудностью выделения цирконов.

В качестве реперных объектов для уточнения шкалы геологического времени вулканические породы обладают таким несомненным преимуществом по сравнению со всеми другими типами пород, как геологическая "мгновенность" образования, что делает для них тождественными понятия "изотопный" и "геологический" возрасты. Вместе с тем их использование часто встречает трудности в точной хроностратиграфической привязке. Дело в том, что наиболее подходящими для изотопного датирования являются кислые и средние по составу породы, которые характерны для континентальных, а не морских обстановок. Естественно, что привязка морских вулканитов производится с большей точностью и надежностью, но они, как правило, представлены базальтоидами, то есть наиболее сложными для датирования породами. Прогресс в определении возраста базальтов, по мнению автора, может быть связан с более широким использованием Sm-Nd метода при условии повышения точности определения изотопного состава неодаима.

Фанерозойские осадочные породы, являющиеся естественными реперами при построении стратиграфической шкалы, на современном

уровне развития изотопной геохронологии надежному датированию не поддаются. В их составе в качестве "геохронометров" могут быть использованы только минералы группы глауконита (МГГ) и иллиты или смешаннослойные иллит-сметтиты, тогда как изохронное датирование по породе в целом по ряду причин практически лишено смысла. Для МГГ характерна достаточно низкая устойчивость к термическим потерям аргона, которые могут стать практически ощутимыми, с учетом реальной длительности геологических процессов, начиная с температур около 50°C (Апуб, Левский, 1976), то есть уже на глубине порядка 2–3 км. Кроме того, в отличие от всех других минералов (исключая биотиты) МГГ имеют практически одинаковую устойчивость K-Ag и Rb-Sr систем, что не позволяет использовать в применении к ним такой критерий надежности, как совпадение возрастов, полученных разными методами. Таким образом, при получении какого-либо возрастного значения по глаукониту, даже идеальному по всем минералого-геохимическим параметрам (Odin, 1982a), его использование допустимо лишь в качестве верхнего возрастного предела для данной породы. Строго говоря, даже это не всегда верно, так как рядом исследователей предполагается возможность присутствия в осадочных породах переотложенного глауконита более древнего возраста.

Иллиты безусловно являются более надежными геохронометрами. Судя по литературным данным, их K-Ag и Rb-Sr системы должны обладать различной устойчивостью к внешним воздействиям, и, следовательно, совпадение K-Ag и Rb-Sr возрастал для иллитов из неметаморфизованных осадочных пород, по-видимому, наиболее точно определяет время их образования, при условии, что они представлены одной генерацией. Последнее почти никогда не реализуется. Чаще всего в осадочных породах иллит представляет смесь 2–3 разновозрастных генераций, и их разделение на чистые моногенетические компоненты – чрезвычайно сложная и трудоемкая задача (Gorokhov et al., 1994). Однако главный недостаток иллита как осадочного геохронометра состоит в том, что он образуется не в ходе осадконакопления, а при диагенезе осадков и(или) их эпигенетическом преобразовании. Это означает, что без определения временного интервала между указанными процессами, а он к тому же вряд ли в различных геологических ситуациях постоянен, возрастные данные для иллитов могут быть использованы также лишь в качестве верхнего возрастного предела. Сказанное в известной степени относится и к МГГ, хотя и существуют данные об их возможном образовании на ранних стадиях уплотнения осадков.

По мере совершенствования аналитических процедур для построения ФШГВ все чаще ис-

пользуются данные по бентонитам и вулканическим пеплам. С одной стороны, эти породы несут в себе материал вулканических извержений, в том числе и те минералы, которые традиционно используются при изотопном датировании (биотит, санидин, циркон). С другой – эти породы очень часто могут быть точно привязаны к ГСШ. Основные сложности использования указанных пород связаны с очень небольшим содержанием необходимых минералов, их частой измененностью и опасностью заражения ксеногенным материалом (Baadsgaard, Lerbekmo, 1982). Если эти сложности удастся преодолеть, то датирование бентонитов и вулканических пеплов отличается от определения возраста магматических пород лишь невозможностью использовать изохронные методы по породе в целом, что и не всегда обязательно.

### СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ОБОСНОВАННОСТИ СУЩЕСТВУЮЩИХ ФШГВ

Исходя из вышеприведенного анализа, подчеркнем два положения, которые, на взгляд автора, обязательно должны учитываться при оценке достоверности любой шкалы. 1. Для создания адекватной ФШГВ в настоящее время по разным причинам не должны использоваться интрузивные и осадочные (за исключением бентонитов и вулканических пеплов) породы. Полученные по ним результаты, даже в случае корректного применения изотопно-геохронологических методов, могут определять лишь возрастные ограничения (чаще всего – верхний возрастной предел) для границ подразделений шкалы. 2. Не могут использоваться в качестве достоверных определения только по валовым пробам (любым методом), по глауконитам и биотитам К-Аг и(или) Rb-Sr методами, по какому-либо отдельному минералу одним методом (кроме циркона), а также по отношениям  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  или  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , если они являются единственным обоснованием возраста.

Рассмотрим с изложенных позиций изотопно-геохронологические результаты, положенные в основу наиболее часто используемых в последнее время ФШГВ. Начнем их анализ с данных для шкалы Лондонского геологического общества (Harland et al., 1964), поскольку многие из них входят составной частью во все последующие шкалы. При ее конструировании использовались результаты датирования 337 объектов (их традиционное обозначение в научной литературе – PTS 1–337), которые впоследствии (Harland et al., 1971) были дополнены данными еще для 29 объектов (PTSS 338–366). Если исключить из всей совокупности этих данных те, которые попадают под вышеуказанные ограничения, а также полу-

ченные по измененным пробам и отбракованные авторами шкалы из-за неточности хроностратиграфической привязки, то пригодными для составления ФШГВ останутся результаты лишь по 15 объектам. При этом 3 объекта относятся к миоцену (PTS 262–264, 266–269 и 275), один – к границе эоцен–олигоцен (PTS 300), один – к палеоцену (PTSS 362), один – к границе мел–палеоген (PTS 199), 6 объектов – к позднему мелу (PTS 201, 202, 204 и PTSS 363–365). Еще один объект принадлежит девонской системе (PTSS 354) и два – ордовикской (PTS 156, 157). Очевидно, что этих данных явно недостаточно для создания полноценной шкалы.

Осознавая определенные слабости предложенной шкалы, наличие новых данных и необходимость пересчета численных значений границ на новые постоянные скорости радиоактивного распада (Steiger, Jager, 1977) У.Б. Харленд с соавторами в 1982 г. предложили новый вариант ФШГВ (Harland et al., 1982), однако основная часть результатов для шкалы 1964 г. продолжала фигурировать и в ней. После отбраковки некоторых датировок Р.Л. Армстронгом и добавления его же данных, доложенных на 25-м Международном геологическом конгрессе в рамках симпозиума по шкале, а также результатов по новым объектам других участников этого симпозиума (Cohee et al., 1978), изотопно-геохронологическая составляющая новой шкалы, к сожалению, практически не усилилась, поскольку большинство материалов Сиднейского симпозиума попадает под вышеуказанные ограничения.

В том же 1982 г., в результате работы по Международной программе геологической корреляции (проект 133), Ж.С. Оденюм был опубликован еще один широкоизвестный вариант ФШГВ (Odin, 1982b). В ее основу были положены результаты определения возраста по 251 объекту (эти данные приведены в монографии Numerical Dating in Stratigraphy (Odin, 1982) и поэтому их традиционная аббревиатура – NDS). При этом возрастные определения для 135 объектов были получены по глауконитам, для 24 – К-Аг методом по валовым пробам, для 21 – Rb-Sr методом по породе в целом и т.п. В итоге требованиям надежного датирования отвечают результаты лишь для 7 объектов, три из которых относятся к мелу (NDS 105, 111, 127), два – к ранней юре (NDS 183, 184), один – к ордовику (NDS 129 = PTS 156) и один – к раннему миоцену (NDS 155). С некоторыми оговорками можно использовать данные еще для 7 объектов (NDS 103, 104, 106, 107, 118, 157, 218). Все они получены К-Аг методом по неизменным биотитам из бентонитов и относятся к позднему мелу. Как показывает практика, такие датировки редко бывают искажены, но даже их использование не позволяет признать предложенную шкалу обоснованной.

Основное различие обеих шкал 1982 г. относится к возрастной оценке нижней границы кембрия. У Ж.С. Одена она составляла 530 млн. лет, а у У.Б. Харленда с соавторами – 590 млн. лет. Оценка нижней границы мела отличалась на 14 млн. лет (130 и 144 млн. лет соответственно), а нижней границы силура – на 20 млн. лет (418 и 438 млн. лет). Остальные различия представляются менее существенными, но, в силу рассмотренных выше обстоятельств, это не означает правильности приводимых значений возрастных границ.

Существование многочисленных сильно отличающихся друг от друга шкал, различия в принципах их составления, появление новых результатов, в том числе и полученных на новом уровне по прежним объектам, усовершенствование стратиграфической основы стали основанием для углубленного рассмотрения ФШГВ на семинаре “Геохронология и геологическая летопись” (Лондон, 1982), труды которого впоследствии были опубликованы (Snelling, 1985a). На основании представленных данных и по результатам дискуссии М.Дж. Снеллингом был предложен еще один популярный вариант ФШГВ (Snelling, 1985b), который по сути является компиляцией из шкал 1982 г. Среди новых результатов, рассмотренных участниками семинара, заслуживают внимания очень немногие. В первую очередь это относится к позднедевонским (франским) вулканитам формации *Cerberean Cauldron* – 367 млн. лет (Williams et al., 1982 = NDS 234) и лудловским вулканитам формации *Laidlaw* – 421 млн. лет (Wyborn et al., 1982). Абсолютное большинство других рассмотренных данных либо получено по интрузивным породам, либо не является достоверным.

Практически чистой компиляцией является и часто упоминаемая в литературе американская шкала 1983 г. (Palmer, 1983), основывающаяся на рассмотренных выше шкалах 1982 г. и данных, представленных на Лондонском семинаре. Таковой же по существу представляется и последняя шкала У.Б. Харленда с соавторами (Harland et al., 1990). Достаточно указать, что из 670 изотопных датировок для фанерозойской части шкалы 163 взято из первой работы авторов (Harland et al., 1964), а 278 – из шкалы Ж.С. Одена 1982 г.

Положение с реперным датированием стратиграфически надежно привязанных объектов стало улучшаться в последние годы в связи с активным использованием в качестве реперных объектов бентонитов и вулканических пеплов. Классическим примером в этом плане можно считать великолетние многолетние исследования Х. Баадсгарда, Дж. Лербекмо и их соавторов для границ мел–палеоген (65 млн. лет) и кампан–маастрихт (73 млн. лет), проведенные комплексом изотоп-

но-геохронологических методов по бентонитам Канады (Baadsgaard et al., 1988, 1993).

Не менее впечатляющие результаты получены U-Pb методом по цирконам из прослоев вулканических пеплов в ордовикском и нижнесилурийском стратотипах Британии. Практически конкордантные значения возраста по всем изотопным отношениям позволяют с высокой степенью надежности определить, что возраст границы ордовик–силур составляет около 440 млн. лет, а граница лланвирнского и лландейловского веков датируется в 464 млн. лет (Tucker et al., 1990).

Столь же геохронологически надежные (но менее точно определенные хроностратиграфически) данные для ордовикских риолитов формаций *Buchans* и *Robert Arm* (Канада) позволяют предположить, что нижняя граница лланвирнского яруса соответствует 473 млн. лет (Dunning et al., 1987; Dunning, Krogh, 1991).

Очень важные и геохронологически достоверные результаты были получены для цирконов из нижнекембрийских пепловых туфов, отобранных в низовьях р. Лена (Bowring et al., 1993). В соответствии с ними нижняя граница кембрия, которая в понимании геологов России проходит в основании томмотского яруса, имеет возраст 535 млн. лет. Если же придерживаться решений Международной стратиграфической комиссии, согласно которой нижняя граница кембрия проходит в основании зоны *Phycodes pedum* (Landing, 1994), то в состав самого раннего кембрия должен полностью включаться дотоммотский немакит–далдынский ярус. В этом случае возраст границы кембрий–докембрий, по данным рассматриваемой работы, составляет 545 млн. лет.

В любом случае возраст нижней границы кембрия должен быть существенно омоложен относительно еще недавно общепризнанных 560–570 млн. лет.

В подтверждение результатов по NDS-183, 184 для плинсбах–гоарских (ранняя юра) субвулканических пород Северного Кавказа было получено методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  для биотитов и плагиоклазов вполне надежное значение возраста в интервале 180–190 млн. лет (Hess et al., 1987).

Достаточно определенные U-Pb датировки по цирконам из туфовых прослоев в Калифорнии позволяют утверждать, что граница юра–мел несколько древнее 137 млн. лет, а граница берриас–валанжин – около 135 млн. лет (Bralower et al., 1990).

Большое количество работ в последние годы было посвящено определению возраста границы эоцен–олигоцен различными методами по продуктам вулканических извержений в Северной Италии, обобщенные результаты которых приводят к выводу о ее соответствии интервалу 33–37 млн. лет (Odin et al., 1991).

Все эти результаты были учтены Ж.С. Оденом в недавно опубликованной ФШГВ (Odin, 1994). Однако новый вариант незначительно отличается от шкалы 1982 г., что признает и его автор. Это и неудивительно, поскольку в обосновании новой шкалы участвуют все прежние датировки по 251 объекту из шкалы 1982 г. В то же время из 150 новых результатов большинство не отвечает необходимым требованиям. Сказанное относится и к таким, на первый взгляд, вполне надежным данным, которые приводятся в работах Д. Клау-Лонга с соавторами, посвященным определению возраста границ пермь–триас ( $251.2 \pm 3.4$  млн. лет) и девон–карбон ( $353.4 \pm 4.0$  млн. лет) U-Pb методом по цирконам из бентонитов (Claoue-Long et al., 1991; 1992). Два обстоятельства, обусловленные тем, что аналитические результаты получены на ионном масс-спектрометре SRIMP, мешают признать полученные результаты в качестве опорных точек шкалы.

Во-первых, методика работ на SRIMP предполагает получение большого количества единичных определений, но со значительной погрешностью. Специальная математическая обработка этих результатов, выполненная авторами, хотя и занижает итоговую ошибку, но ее реальная величина по крайней мере в 5–10 раз превосходит указанную. Во-вторых, наибольшие ошибки в обсуждаемой методике связаны с измерением отношения  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Это не позволяет точно определить положение точек на диаграмме с конкордией, то есть выявить возможные потери радиогенного свинца или наличие ксеногенной компоненты. Авторы вынуждены, фактически априори, предполагать отсутствие этих явлений, что также выводит представленные результаты из разряда реперных. Кстати, недостаточная точность не позволяет учитывать и возрастную оценку границы пермь–триас в  $249 \pm 15(1\sigma)$  млн. лет, полученную Rb-Sr методом по валовым пробам и минералам из базальтов Полярного Урала (Андреичев, 1992).

Последние материалы к ФШГВ, известные автору, были представлены на 8-й Международной конференции по геохронологии, космохронологии и изотопной геологии в июне 1994 г. в Беркли (США). Большинство результатов, отвечающих требованиям построения шкалы, относятся к неогену и палеогену (Montanari, Swisher, 1994; Montanari et al., 1994; Deino et al., 1994). Эти результаты в основном были получены с помощью различных модификаций K-Ar метода по вулканическим породам и пеплам из кайнозойских разрезов Италии и позволяют установить надежные возрастные границы для ряда эпох и веков указанных периодов. Кроме того, интересные результаты были получены при оценке нижней границы среднего триаса U-Pb методом по единичным зернам цирконов из прослоев вулканических туфов в Южных Альпах (Mundil et al., 1994). Правда, в этой работе даны

возрастные значения, рассчитанные только по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , но в совокупности с данными метода  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по полевым шпатам для NDS-196 они позволяют уверенно определить возраст этой границы не моложе чем в 238 млн. лет.

Итак, если считать, что стратиграфическое положение перечисленных выше объектов определено правильно, то изотопно-геохронологическая обоснованность ФШГВ на начало второй половины 1994 г. представляется следующей. Начало томмотского века отвечает 535 млн. лет (Bowring et al., 1993) или еще моложе (Isachsen et al., 1994), а далее до лланвирнского века ордовика надежных данных не имеется. По-видимому, возраст нижней границы лланвирна не должен сильно отличаться от 473 млн. лет, а для границ последующих веков ордовика эти значения могут быть найдены с помощью интерполяции в достаточно узком возрастном интервале. Возраст границы ордовик–силур незначительно отличается от 440 млн. лет (Tucker et al., 1990, с учетом данных для NDS-129, PTS-156 и PTS-157). Начало лудлова (граница раннего и позднего силура) – несколько древнее 421 млн. лет (Wyborn et al., 1982), но далее до раннефранского времени – 367 млн. лет (Williams et al., 1982) – достоверных датировок также нет. Возраст границ девон–карбон, карбон–пермь, пермь–триас и триас–юра не имеет точного определения. Для них можно дать лишь некоторые интервалы, исходя из определений возраста рвущих интрузий. В то же время можно с достаточной уверенностью оценить возраст рубежа ранний–средний триас на уровне 238 млн. лет (NDS-196 и Mundil et al., 1994). В нижней юре вблизи границы плинсбах–тоар отмечается два реперных объекта (NDS-183, 184) с возрастом около 185 млн. лет, но он определен с большой аналитической погрешностью (не менее 10 млн. лет). Близкая к указанной оценка этой границы подтверждается и данными работы (Hess et al., 1987). Следующий репер – берриасские бентониты – 137 млн. лет (Bralower et al., 1990), а далее до границы раннего и позднего мела достоверные определения возраста стратиграфически точно привязанных объектов отсутствуют.

Оставшаяся часть шкалы (от начала позднего мела до четвертичного периода) на сегодня может считаться обоснованной вплоть до возрастных границ почти всех веков. Во всяком случае, некоторые несовпадения по различным источникам не превышают 1–3 млн. лет, что скорее всего обуславливается аналитическими погрешностями либо некоторыми неточностями в стратиграфической привязке. Суммируя результаты по объектам этой части шкалы, отметим только возрастные границы эпох: ранний–поздний мел – 97 млн. лет, поздний мел–палеоцен – 65 млн. лет, палеоцен–эоцен – 53 млн. лет, эоцен–олигоцен – 34 млн. лет,

олигоцен–миоцен – 23 млн. лет, миоцен–плиоцен – 5.3 млн. лет. Более подробно с этой частью шкалы можно познакомиться в работе (Odin, 1994). Возраст нижней границы четвертичного периода нуждается в уточнении, но он не выходит из интервала 1.5–2.5 млн. лет.

Представленные выше результаты – это все, что обнаружил автор в доступной литературе. Безусловно, часть данных, особенно последнего времени, выпала из рассмотрения, в том числе и по известной причине сегодняшних трудностей озонакпления с работами зарубежных авторов. Однако и учет упущенной информации вряд ли привел бы к кардинальному изменению представленной картины. Очевидно, что адекватная ФШГВ на сегодня является фрагментарной и работа над ней должна продолжаться. В связи с этим возникает ряд проблем и вопросов, основные из которых обсуждаются ниже.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Один из главных вопросов, который необходимо выяснить при создании ФШГВ, относится к принципам ее построения. Таких принципов Ж.С. Оден выделяет три: статистический, графический и геохронологический (Odin, 1994). Автор, безусловно, считает себя сторонником геохронологического подхода, приоритет которому отдает и Ж.С. Оден, и именно поэтому не представляет собственный вариант шкалы в традиционном виде. К замечаниям Ж.С. Одена по поводу статистического и графического (интерполяционного) подходов, с которыми автор полностью согласен (как и с другими основными положениями обсуждаемой работы), нужно добавить следующее.

Интерполяционный подход, заключающийся в равномерном раздроблении временного интервала между достаточно удаленными опорными точками ФШГВ на число основных подразделений (веков, или стадий – по Ж.С. Одену), находящихся в указанном интервале, не должен применяться из-за различной длительности веков, даже внутри одного периода. Если использовать отечественное разделение ФШГВ (Стратиграфический кодекс, 1992) и те, чаще всего пока ориентировочные длительности веков, которые следуют из существующих шкал, то можно убедиться, что наряду с достаточно короткими веками в 1–5 млн. лет (пьяченцкий, коньякский, анизийский, лландейловский и др.) существуют века и с гораздо большей длительностью в 10–20 млн. лет (кампанский, альбский, визейский и др.). Отсюда очевидно, что применение интерполяционного подхода (например, Harland et al., 1982; 1990) оправдано только отсутствием достаточного числа опорных точек и необходимостью иметь для практического применения хоть какую-то ФШГВ, более или

менее приближающуюся к реальной. К созданию действительно адекватной шкалы этот подход не имеет отношения. Сказанное не означает, что интерполяционный подход вообще не приемлем при построении шкалы. Он может (и должен) применяться, но исключительно при нахождении границ веков в случае, когда надежные датировки относятся к объектам, принадлежащим соседним ярусам, и при отсутствии таковых для самой границы. Естественно, этот способ определения границы должен специально оговариваться.

В отношении статистического подхода можно высказать только одно соображение: никакая статистическая обработка недостоверных датировок не сможет повысить степень их достоверности. Она приведет лишь к определению наиболее часто встречающегося значения, но его отношение к реальному возрасту станет известно только после корректного датирования соответствующей границы. Тем более не имеет смысла и статистическая обработка возрастных значений границ подразделений, представленных в различных шкалах, как это делает в своих многочисленных работах С.Л. Афанасьев (1987, 1993, и др.). Критика основных подходов этого автора нуждается в специальном рассмотрении. Здесь же отметим два момента.

Во-первых, С.Л. Афанасьев производит определенную отбраковку из имеющихся значений границ, в том числе и по признаку наиболее частой встречаемости (но не по степени геохронологической надежности). Можно ожидать, что именно такой подход приведет к потере достоверных определений, поскольку именно они окажутся в меньшинстве. Так, например, значение нижней границы томмотского яруса в 530 млн лет отмечалось только в шкале Ж.С. Одена 1982 г., тогда как в остальных шкалах она варьировала от 560 до 600 млн. лет. Естественно, что С.Л. Афанасьев исключил ее из своей выборки, хотя наиболее реальное значение этой границы на сегодня – 535 млн. лет.

Очевидно, что любая статистическая обработка серии цифр, если из нее исключены какие-либо отличающиеся группы, приведет к уточнению полученного среднего. В связи с этим следует обратить внимание на еще один аспект подхода С.Л. Афанасьева. Предлагаемая им отбраковка предусматривает включение в выборку возрастных значений границ, приведенных с минимальной погрешностью. Это означает, что во все последующие после первой шкалы С.Л. Афанасьева войдут и их предыдущие варианты, со все более искусственно увеличивающейся со временем точностью рассчитываемых границ. В перспективе такой подход может привести к практически нулевой погрешности определения возрастных рубежей, но в выборке окажутся только

искусственные шкалы самого С.Л. Афанасьева. Понятно, что к действительной, реальной оценке границ подразделений такие значения не будут иметь отношения, кроме как при случайном совпадении.

Критика статистического подхода в его сегодняшнем виде так же, как и в случае интерполяционного подхода, не означает, что его использование должно быть совершенно исключено. Этот подход вполне возможен при наличии большого числа реперных определений для какого-либо узкого хроностратиграфического интервала (меньше века). В таком случае статистический подход либо поможет уточнить принимаемое значение (если в выборке все возрасты не различаются в пределах погрешности), либо укажет на возможность неточностей в хроностратиграфической привязке объектов или на “возрастное” скольжение (если диапазон возрастных определений значимо превысит аналитические погрешности). Как следует из предыдущего раздела, реальная возможность применить статистический подход к большинству рубежей наступит еще не скоро.

Принимая “геохронологический” принцип построения ФШГВ, основная суть которого изложена в трех пунктах начала первого раздела, автор статьи убежден в необходимости предельно строгого его соблюдения, особенно в отношении изотопно-геохронологических данных. Это обуславливается не только важностью правильного решения проблемы и стремлением уйти от неоднозначных результатов. Предъявление жестких требований вполне оправдано возросшими возможностями современной изотопной геохронологии, в том числе в таких ее аспектах, как: 1) повышение точности определения возраста (в благоприятных ситуациях до 1–2 млн. лет для палеозоя и мезозоя и менее 1 млн. лет для кайнозоя); 2) повышение чувствительности изотопного анализа, что позволяет использовать в лучших лабораториях ультрамалые количества минералов; 3) постоянный прогресс в понимании того, как можно и нужно получать (и доказывать) истинный, реальный возраст исследуемых объектов. Кроме того, по мнению автора, только использование точных и достоверных возрастов стратифицированных образований может помочь в решении спорных вопросов стратиграфии, в том числе относящихся и к построению ФШГВ.

Из “геохронологического” подхода к построению ФШГВ вытекает и ответ на вопрос о характере дальнейшей работы над ней. Представляется, что в настоящее время есть два взаимно дополняющих друг друга пути создания адекватной шкалы. Первый заключается в проведении дополнительных палеонтологических исследований по уточнению хроностратиграфического положения тех объектов, которые имеют надежное

изотопно-геохронологическое обоснование возраста, но недостаточно строгую привязку к ГСШ. Второй, основной путь предусматривает выбор новых реперных объектов, определение возраста которых будет способствовать решению поставленной задачи, и их надежное датирование, а также геохронологическое доизучение тех объектов, результаты по которым пока не попадают в разряд достоверных.

Очевидно, что при реализации обоих путей построения шкалы или отдельных ее частей необходима согласованная, целенаправленная работа стратиграфов, палеонтологов и геохронологов в рамках единых программ. При этом для создания общей ФШГВ такая программа должна носить международный характер. Это не исключает, а скорее даже предполагает, реализацию региональных (национальных) программ по созданию соответствующих шкал. Последние представляются необходимыми не только потому, что будут являться составными частями общей шкалы (кстати, аналогичный подход постулируется Ж.С. Одином (Odin, 1994) в отношении ГСШ). Наличие региональных или национальных ФШГВ требуется при проведении геолого-съемочных работ и составлении легенд, поскольку в большинстве случаев достаточно сложно провести прямую корреляцию местных и региональных стратиграфических подразделений с глобальными стратотипами разрезов и точек (GSSP). Более того, создание региональных (национальных) ФШГВ должно способствовать и дальнейшему прогрессу в реализации концепции GSSP, так как в настоящее время, по данным Ж.С. Одина (Odin, 1994), только 18 границ основных подразделений ГСШ определены в соответствии с требованиями этой концепции.

Кстати, представляется, что при выборе стратотипов границ подразделений ГСШ, помимо общепринятых требований, должно соблюдаться и условие изотопно-геохронологической датированности границы. То есть непосредственно вблизи границы или с обеих сторон от нее должны находиться объекты, возраст которых может быть определен изотопными методами (вулканиты, бентониты и т.п.). Выполнение этого условия будет способствовать как составлению ФШГВ, так и увязке с ГСШ любых местных и региональных стратиграфических подразделений, если в их составе присутствуют породы, изотопный возраст которых может быть определен, а палеонтологические данные не гарантируют однозначности сопоставления с ГСШ.

Автор полагает крайне актуальным и важным создание национальной, российской ФШГВ. Помимо чисто научных причин, это связано с реализацией программы по составлению нового поколения Госгеолкарты России масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000. Без такой шкалы, утвержденной в

качестве обязательного документа, трудно обеспечить унификацию при составлении легенд, особенно для магматических пород, и эффективно использовать многочисленные достоверные изотопные датировки для повышения качества и информативности нового поколения госгеолкарт. При этом необходимо учитывать, что на настоящее время лишь несколько объектов России продатированы как опорные точки для построения отечественной шкалы.

Возможность создания национальной шкалы обеспечивается прежде всего расположением на территории России многочисленных вулканогенных образований различного возраста с достаточно надежной хроностратиграфической привязкой. К таковым, по имеющейся у автора информации, можно отнести кембрийские и девонские вулканы Алтае-Саянской области, силурийские и пермские вулканические породы Урала, пермо-триасовые вулканы севера Сибирской платформы, мезозойско-кайнозойские образования Дальнего Востока, Северо-Востока и Забайкалья. При повышении аналитического уровня отечественных лабораторий круг реперных объектов может быть существенно расширен за счет использования бентонитов. Однако в настоящее время, по-видимому, следует использовать возможности международного сотрудничества.

Автор надеется, что поставленные в статье вопросы привлекут внимание геологической общественности к данной проблеме, решением которой в России последние двадцать лет практически никто специально не занимался.

Настоящая работа выполнена благодаря поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 94-05-16701. Автор признателен члену-корреспонденту РАН А.И. Жамойде и докторам наук И.М. Горохову и Ю.Д. Пушкареву, ознакомившимся с рукописью. Большинство их замечаний было учтено при окончательной подготовке статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л. Рубидий-стронциевый возраст базальтов Полярного Урала // Докл. РАН. 1994. Т. 326. № 1. С. 139–142.
- Анруб С.В., Левский Л.К. Исследование сохранности радиогенного аргона в глауконитах // Геохимия. 1976. № 1. С. 103–108.
- Афанасьев С.Л. Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. М.: Недра, 1987. 144 с.
- Афанасьев С.Л. Изотопная геохронологическая шкала венда–фанерозоя // Геология и геофизика. Т. 34. № 3. С. 3–9.
- Бибикова Е.В. Уран–свинцовая система в вулканических породах // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 3–18.
- Горохов И.М. Rb-Sr системы в вулканических породах // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 18–44.
- Морозова И.М., Аракелянц М.М., Рублёв А.Г. Калий-аргоновые системы вулкаников // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 44–59.
- Пушкарёв Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.М. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
- Рублёв А.Г. Изотопно-геохимические модели в К-Ar геохронологии // Изотопный возраст горных пород и его интерпретация. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1984. Т. 328. С. 4–23.
- Рублёв А.Г. К вопросу о длительности магматических процессов // Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 135–148.
- Стратиграфический кодекс (ред. Жамойда А.И.). СПб.: МСК, 1992. 120 с.
- Шанин Л.Л., Волков В.Н., Лицарев М.А. и др. Критерии надежности методов радиологического датирования. М.: Наука, 1979. 208 с.
- Ясаманов Н.А. Опыт построения шкалы геологического времени (на основе цикличности геологических событий и астрономических данных) // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 4. С. 487–489.
- Baadsgaard H., Lerbekmo J.F. The dating of bentonite beds // Numerical Dating in Stratigraphy / Odin G.S. (ed.). Chichester: John Wiley and Sons, 1982. P. 423–440.
- Baadsgaard H., Lerbekmo J.F., McDougall I. A radiometric age for the Cretaceous–Tertiary boundary based upon K-Ar, Rb-Sr, and U-Pb ages of bentonites from Alberta, Saskatchewan, and Montana // Can. J. Earth Sci. 1988. V. 25. № 7. P. 1088–1097.
- Baadsgaard H., Lerbekmo J.F., Wijbrans J.R. et al. Multi-method radiometric age for a bentonite near the top of the Baculites reesidei Zone of southwestern Saskatchewan (Campanian–Maastrichtian boundary.) // Can. J. Earth Sci. 1993. V. 30. № 4. P. 769–775.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E. et al. Calibrated rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293–1298.
- Bralower T.J., Ludwig K.R., Obradovich, Jones D.L. Berriasian (Early Cretaceous) radiometric ages from the Grindstone Creek Section, Sacramento Valley, California // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. V. 98. № 1. P. 62–73.
- Claoue-Long J.C., Zang Z., Ma G., Du S. The age of the Permian–Triassic boundary // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. № 1/3. P. 182–190.
- Claoue-Long J.C., Jonnes P.J., Roberts J., Maxwell S. The numerical age of the Devonian–Carboniferous boundary // Geol. Mag. 1992. V. 129. № 3. P. 281–291.
- Cohee G.V., Glaessner M.F., Hedberg H.D. (eds.). Contributions to the Geologic Time Scale. Papers given at the Geological Time Scale Symposium 106.6, 25th IGC Sydney, Australia, August 1976. Tulsa: Amer. Ass. Petr. Geol., Studies in Geology. 1978. № 6. 388 p.

- Deino A., Montanari A., Coccioni R., Odin G.S.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of air-fall ashes from the Miocene pelagic sequence of the Umbria-Marche Apennines (Italy) // 8th Internat. Conf. on Geochron., Cosmochr. and Isotope Geol., Berkeley, CA, USA, June 5–11, 1994. Abstracts. US Geol. Surv. Circular 1107. 1994. P. 373.
- Dunning G.R., Kean B.F., Thurlow J.G., Swinden H.S.* Geochronology of the Buchans, Robert Arm, and Victoris Lake groups and Mansfield Cove Complex, Newfoundland // *Can. J. Earth Sci.* 1987. V. 24. № 6. P. 1175–1184.
- Dunning G.R., Krogh T.E.* Stratigraphic correlation of the Appalachian Ordovician using advanced U-Pb zircon geochronology techniques // *Geol. Surv. Can.* 1991. Pap. 90–9. P. 85–92.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L. et al.* Rb-Sr systematics of Vendian–Cambrian claystones from the east European Platform: implications for a multi-stage illite evolution // *Chem. Geol.* 1994. V. 112. № 1/2. P. 71–89.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al.* A geologic time scale 1989. Cambridge Univ. Press. 1990. 263 p.
- Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G. et al.* A geologic time scale. Cambridge Univ. Press. 1982. 131 p.
- Harland W.B., Francis E.H., Evans R.* (eds.). The Phanerozoic Time-scale. A supplement. *Geol. Soc. Lond., Special Publication* № 5. 1971. 356 p.
- Harland W.B., Smith A.G., Wilcock B.* (eds.). The Phanerozoic time-scale. (A symposium dedicated to Professor Arthur Holms.) *Quart. J. Geol. Soc. Lond.* 1964. 458 p.
- Hess J.C., Lippolt H.J., Borsuk A.M.* Constraints on the Jurassic time scale by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of North Caucasian volcanic rocks // *J. Geol.* 1987. V. 95. № 4. P. 563–571.
- Isachsen C.E., Bowring S.A., Landing E., Samson F.D.* New conson the division of Cambrian time // *Geology.* 1994. V. 22. № 6. P. 496–498.
- Landing E.* Precambrian–Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time // *Geology.* 1994. V. 22. № 2. P. 179–182.
- Montanari A., Coccioni R., Odin G.S.* Integrated study of the Miocene time scale // 8th Internat. Conf. on Geochron., Cosmochr. and Isotope Geol., Berkeley, CA, USA, June 5–11, 1994. Abstracts. US Geol. Surv. Circular 1107. 1994. P. 223.
- Montanari A., Swisher C.* Radioisotopic calibration of the Paleocene–Eocene bio-magnetostratigraphic sequence at Gubbio (Italy) // *Ibid.* P. 224.
- Mundil R., Brack P., Meier M., Overli F.* Calibration of time scale and sedimentary cycles: high resolution single-crystal U-Pb age determinations on Mid-Triassic tuffs of the Southern Alps // *Ibid.* P. 229.
- Odin G.S.* (ed.). *Numerical Dating in Stratigraphy.* Chichester: John Wiley and Sons, 1982. 1094 p.
- Odin G.S.* How to measure glaucony ages // *Numerical Dating in Stratigraphy / Odin G.S.* (ed.). Chichester: John Wiley and Sons, 1982a. P. 387–403.
- Odin G.S.* The Phanerozoic time scale revisited // *Episodes.* 1982b. № 3. P. 3–9.
- Odin G.S.* Geological Time scale (1994) // *C. R. Acad. Sci. Paris.* 1994. V. 318. Ser. 11. P. 59–71.
- Odin G.S., Barbin V., Hurford A.J. et al.* Multi-method radiometric dating of volcano–sedimentary layers from northern Italy: age and duration of the Priabonian stage // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 106. № 1/4. P. 151–168.
- Palmer A.R.* The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale // *Geology.* 1983. V. 11. № 9. P. 503–504.
- Snelling N.J.* (Ed.). *The Chronology of the Geological Record.* Oxford: Geol. Soc. Mem., 1985a. № 10. 343 p.
- Snelling N.J.* An interim time–scale // *The Chronology of the Geological Record.* Oxford: Geol. Soc. Mem., 1985b. № 10. P. 261–265.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Tucker R.D., Krogh T.E., Ross J.R., Williams S.H.* Time scale calibration by high precision U-Pb zircon dating of interstratified volcanic ashes in the Ordovician and Lower Silurian stratotypes of Britain // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 100. №. P. 51–58.
- Williams I.S., Tetlev T.N., Compston C.W., McDougall I.* A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages of rapidly cooled igneous rocks: two points in the Palaeozoic time scale reevaluated // *J. Geol. Soc. Lond.* 1982. V. 139. № 5. P. 557–568.
- Wyborn D., Owen N., Compston W., McDougall I.* The Laidlow volcanics: a late Silurian point on the geological time scale // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 99–100.

Рецензент Е.В. Бибикова

УДК 563.719:551.733

## БИОЗОНАЛЬНЫЕ СТАНДАРТЫ: ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ, ДЕТАЛЬНОСТЬ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПРИМЕНЕНИЕ (ГРАПТОЛИТЫ, СИЛУР)

© 1996 г. Т. Н. Корень

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

Расширение масштаба геологических исследований от разреза до палеоконтинента и переход к современным глобальным обобщениям требуют единого подхода к созданию зональных шкал, которые используются в качестве биостратиграфических стандартов в “левой” биостратиграфической части корреляционной схемы. Термин “стандарт” обычно определяется как модель, выбранная в результате общего соглашения и широко используемая для сравнения. В идеале, роль *биозонального стандарта* должна выполнять единая или сводная последовательность, наиболее детально разработанная в конкретном регионе на основе одних и тех же критериев определения границ зон (первое появление вида-индекса) и их характеристики. Существующие биозональные “стандарты” многих фанерозойских систем традиционно представляют собой зональные шкалы регионов, где впервые были установлены ярусы или серии, для силурийских отложений это – граптолитовые зоны Великобритании и Пражского бассейна. Однако многолетняя практика наряду с возросшими требованиями к разрешающей способности биостратиграфических единиц показали трудности их однозначного использования в планетарных корреляциях. В связи с осуществляемыми в настоящее время исследованиями по составлению корреляционных схем как основы для палеогеографических реконструкций по силуру, проводимых Международной подкомиссией по стратиграфии силура, решено использовать обобщенную зональную последовательность граптолитовых зон. В нее входят широко прослеживаемые биостратиграфические зоны стратотипических и других хорошо изученных регионов, некоторые из них объединены в более крупные, но лучше коррелируемые зональные единицы. Такая обобщенная граптолитовая зональность является временной, хотя и определяет надежно коррелируемые интервалы, отвечающие детальности, необходимой для палеогеографических реконструкций. Современные исследования по совершенствованию региональных зональных шкал и глобальной корреляции дискуссионных интервалов (верхний лландовери, нижний венлок, лудлов) направлены на создание единого зонального стандарта высокой разрешающей способности.

**Ключевые слова.** Зона, зональные стандарты, границы, детальность, разрешающая способность корреляции, силур, граптолиты.

Первая зональная последовательность по аммонитам юры, созданная А. Оппелем в середине прошлого столетия на разрезах Англии, Франции и Германии, не была эмпирической. К тому времени уже были открыты два основополагающих принципа стратиграфии:

1) принцип В. Смита (Smith, 1816, 1817) о сходных слоях, содержащих сходные ископаемые, в настоящее время определяемый как принцип биостратиграфического расчленения и корреляции; и

2) принцип Ж. Сулави–В. Смита о различии комплексов ископаемых разновозрастных отложений, последовательно сменяющих друг друга, рассматриваемый некоторыми исследователями в качестве закона палеонтологической сукцессии (Степанов, Месежников, 1979).

Для геологических систем мезозоя, а также для ордовика и силура в палеозое первое зональ-

ное расчленение было проведено почти одновременно с их появлением. Однако первые зоны большинства фанерозойских систем были установлены примерно через 100 лет после их открытия, несмотря на то, что зона была официально признана наименьшей единицей шкалы начиная с 1900 г. В то же время, в кембрии и карбоне, выделенных ранее других систем, биозональные схемы появились только во второй половине нашего столетия.

Настоящий зональный “бум” в стратиграфии приходится на 50–60-е годы нашего столетия, когда широко развернулись геологические съемки, работы по глубинному бурению закрытых территорий платформ и когда с первыми рейсами Гломара Челленджера началось детальное изучение кайнозойских осадков акваторий. Повышению детальности биостратиграфического расчленения в те годы в значительной степени способствовали

нужды нефтяной геологии. К этому же времени относятся исследования по упорядочению стратиграфической терминологии и классификации, связанные с именами Л.С. Либровича, А.П. Ротая, Д.Л. Степанова и других, особенно активные в нашей стране. С созданием в конце 50-х годов Межведомственного стратиграфического комитета началось составление и унификация региональных стратиграфических схем. Зона первоначально рассматривалась в категории местных и провинциальных подразделений (Либрович, 1954), но вскоре была введена в общую стратиграфическую шкалу (Ротай, 1956). Она заняла место в левой унифицированной части схемы, как наименьшее подразделение яруса, что было закреплено впоследствии в наших стратиграфических кодексах (Стратиграфический..., 1977, 1992).

Развитие международной стратиграфической классификации, терминологии и процедуры под влиянием Х. Хедберга с начала 60-х годов пошло по несколько иному пути. Оно было направлено на разграничение биостратиграфии и вновь возникшей категории хроностратиграфии (International Stratigraphic Guide..., 1976), что противоречило традициям европейской стратиграфической школы. Согласно этим традициям было очевидно, что с начала развития нашей науки все системы, отделы и ярусы были установлены и определены на основании событий в эволюции организмов. Теперь же, при новом подходе, оказалось, что эти подразделения (по определению, а не по сути) находятся в другой категории, не зависимой от биостратиграфической. Именно это стало причиной изменения формального статуса биостратиграфической зоны и, в целом, биоэональной последовательности по отношению к ярусу, ставшему подразделением хроностратиграфической категории в международном понимании. В качестве единиц, иерархически соподчиненных ярусам, были предложены хронозоны, которые так и не были реализованы ни для одной системы фанерозоя. В то же время не мог быть поставлен знак равенства между хронозоной и биостратиграфической зоной, так как последняя является вполне конкретным подразделением, выделяемым по палеонтологическому критерию, и ее дальнейшее распознавание по каким-либо иным признакам невозможно. Зональные шкалы по различным группам фауны продолжали свою самостоятельную жизнь в качестве биостратиграфических стандартов, подразделения которых не соподчинены с какими-либо другими стратиграфическими единицами. Зональные последовательности по ортостратиграфическим и другим группам фауны остались в левой части унифицированной стратиграфической схемы и, будучи увязаны между собой, выполняли роль основного биостратиграфического каркаса расчленения и

корреляции отложений (Зональная стратиграфия..., 1991).

В новом издании Международного стратиграфического справочника (International Stratigraphical Guide..., 1994) в категорию хроностратиграфических подразделений внесены существенные изменения. Иерархический ряд этих единиц заканчивается теперь подъярусом, который практически занял место хронозоны. Последней придан самостоятельный статус в категории хроностратиграфических подразделений, но в качестве независимой от яруса-подъяруса единицы. Это решение может показаться шагом назад ввиду некоторой потери детальности единиц стандартной шкалы. Однако в действительности это шаг вперед, так как означает признание основополагающей роли биостратиграфической зоны, как основной и наиболее детальной единицы временной параллелизации отложений. Современная задача биостратиграфов состоит в том, чтобы усовершенствовать биоэональные стандарты, повысив разрешающую способность их подразделений в глобальных ареалах.

Здесь уместно прокомментировать несколько претенциозный термин “стандарт”, который в последнее время употребляется в достаточной степени свободно. Словарь Н. Вебстера (Webster's ..., 1977) дает несколько определений, из которых наиболее подходящим к нашей области является следующее: “стандарт – это модель, отвечающая определенному уровню или качеству, выбранная в результате общего соглашения и используемая как эталон для сравнения”. В идеале, роль биоэонального стандарта должна выполнять единая или сводная последовательность зон, наиболее детально разработанная в конкретном регионе по одной группе фауны на основе одних и тех же критериев обоснования подразделений. Среди них – четкое определение нижней границы, надежная характеристика, или зональный комплекс и соответствующий географический ареал применения подразделения (региональный, провинциальный, глобальный). Однако существующие биоэональные стандарты многих фанерозойских систем не отвечают этим требованиям. Граптолитовая зональность силура, используемая с середины прошлого столетия, – яркий тому пример (Корень, Кальо, 1976; Koren, 1984).

Наиболее простой путь при выборе зонального граптолитового стандарта для широких корреляций силурийских отложений – обратиться к детально разработанной шкале одного из классических регионов развития черносланцевых толщ, например Великобритании или континентальной Европы. Здесь мы встречаемся с определенными трудностями. Прежде всего, пока нет такой зональной последовательности, которая была бы достаточно полна и принималась бы большинством

специалистов. Чаще всего при проведении широких корреляций используется комбинация фрагментов региональных последовательностей Великобритании (нижний силур), Великобритании и Польши (лудлов) и Богемии (пржидоли) (Teller, 1969; Urbanek, 1970; Rickards, 1976; 1989; Storch, 1994). Однако такая сводная шкала включает подразделения различного обоснования: зоны частичного, полного и перекрывающегося распространения, зоны преобладания таксона, а также комплексные зоны. В последние десятилетия детальные зональные схемы созданы во многих областях развития граптолитовых фаций за пределами типовых регионов Европы, например, в Средней Азии, Китае, Арктической Канаде и России. Корреляция этих схем с помощью европейского стандарта показала его недостатки (Koren, 1984; Koren, 1994), среди которых главными являются следующие:

- 1) не для всех стратиграфических интервалов зоны надежно установлены;
- 2) не все зоны прослеживаются глобально;
- 3) при обосновании подразделений и, особенно их границ, использованы различные принципы, что приводит к различию стратиграфических объемов одноименных зон в разных регионах.

Необходимо напомнить, что около 10 лет назад завершилась разработка общей стратиграфической шкалы силура (Bassett, 1985). Границы всех ее подразделений выбраны на уровнях, совпадающих с границами граптолитовых зон. Это обстоятельство еще более повысило требования к точности прослеживания зональных рубежей в процессе глобального распознавания ярусов и подъярусов. Разработка единого стандарта граптолитовых зон, отражающего современную детальность расчленения наиболее полных региональных последовательностей, – задача ближайшего будущего. Тем не менее надежная зональная последовательность граптолитовых зон в качестве единого биостратиграфического инструмента необходима для проведения текущих международных исследований, направленных на создание корреляционных схем для глобальных палеогеографических реконструкций (Johnson, 1993). Такая работа, проводившаяся специальной рабочей группой Международной подкомиссии по стратиграфии силура, только что закончена (Koren et al., in press). В результате создана обобщенная последовательность, в которой число зональных подразделений сокращено с 42 до 27 за счет укрупнения тех региональных биостратиграфических зон Великобритании и Богемии, которые по различным причинам не могут быть однозначно прослежены за пределами типовых площадей (рисунк). В качестве зональных границ выбраны биогоризонты или событийные уровни в эволюции граптолитов, максимально широко распознавае-

мые по площади. Эта обобщенная зональность гарантирует полноту последовательности и отсутствие перекрытий подразделений, поскольку при ее составлении использован единый принцип определения зональных границ по первому появлению вида-индекса. Объемы всех составляющих подразделений тем самым определяются интервалом разреза до появления вида-индекса следующей зоны. Все зоны охарактеризованы определенными комплексами. С целью облегчения глобальных корреляций наименования некоторых традиционных зон изменены с учетом проведенных таксономических ревизий и корреляционной ценности диагностических таксонов в широких географических ареалах. Достигнутая степень детальности (приблизительно от 0.5 до 1 млн. лет на зону) обеспечивает аккуратность глобальных корреляций разнофациальных разрезов с различной полнотой палеонтологической характеристики. Проведена увязка граптолитовых зон с зональными шкалами по конодонтам, хитинозоа, акритархам и позвоночным (Silurian Times..., 1994). В результате составляющие эту шкалу единицы по своему корреляционному потенциалу приближаются к хронозонам в том смысле, в каком они предлагаются в последнем издании Международного стратиграфического справочника (International Stratigraphical Guide..., 1994).

В то же время обобщенная шкала граптолитовых зон не решает проблем детального расчленения разрезов граптолитовых фаций и их корреляции. Поэтому в рамках Подкомиссии по стратиграфии силура и специальных рабочих групп проводятся исследования по международному проекту “Силурийская граптолитовая зональность высокой разрешающей способности”.

Какие основные моменты следует учитывать при разработке такого стандарта?

1. Несмотря на относительный космополитизм силурийских граптолитов по мере накопления знаний выявляются некоторые различия в составе видовых комплексов. Природа этих различий пока не ясна, хотя они безусловно не достигают ранга провинциальных. Тем не менее, разрабатывая детальные подразделения единого стандарта, необходимо тестировать все фациальные обстановки и широтные пояса, не отрицая а priori возможность палеогеографической и биофациальной дифференциации граптолитов. На практике это означает необходимость обращать внимание не только на сходство, но также и на различия разновозрастных ассоциаций. При этом должны быть устранены погрешности иного свойства, такие как неполнота опробования разрезов, таксономические разночтения и ошибочные корреляции.

2. Предполагаемый экологический контроль в прижизненном распределении таксонов граптолитов, например, по батиметрическому градиен-

|                               |                            |                                     |   |    |
|-------------------------------|----------------------------|-------------------------------------|---|----|
| Пржидол                       |                            | <i>bouceki-transgrediens</i>        | * | x  |
|                               |                            | <i>branikensis-lochkovenssis</i>    | * | x  |
|                               |                            | <i>parultimus-ultimus</i>           | * | x  |
| Лудлов                        | Лудфордиан (Ludfordian)    | <i>formusos</i>                     | * | p  |
|                               |                            | <i>bochemicus tenuis-kozlovskii</i> | * | x  |
|                               |                            | <i>leintwardinensis</i>             | * | t  |
|                               | Горстиан (Gorstian)        | <i>scanicus</i>                     | * | t  |
|                               |                            | <i>nilssoni</i>                     | * | p  |
|                               |                            |                                     |   |    |
| Венлок                        | Гомериан (Homeric)         | <i>ludensis</i>                     | * | t  |
|                               |                            | <i>praedeubeli-deubeli</i>          | * | x  |
|                               |                            | <i>parvus-nassa</i>                 | * | x  |
|                               |                            | <i>iundgreni</i>                    | * | t  |
|                               | Шейнвуддиан (Sheinwoodian) | <i>rigidus-pemeri</i>               | * | x  |
|                               |                            | <i>riccartonensis-belophorus</i>    | * | x  |
| <i>centrifugus-murchisoni</i> |                            | *                                   | x |    |
| Лландовери                    | Теличиан (Telychian)       | <i>lapworthi-insectus</i>           | * | x  |
|                               |                            | <i>spiralis interval</i>            |   | i  |
|                               |                            | <i>griestoniensis-crenulata</i>     | * | x  |
|                               |                            | <i>turriculatus-crispus</i>         | * | x  |
|                               |                            | <i>guerichi</i>                     | * | ?p |
|                               | Аэрониан (Aeronian)        | <i>sedgwickii</i>                   | * | p  |
|                               |                            | <i>convolutus</i>                   | * | t  |
|                               |                            | <i>argenteus</i>                    | * | p  |
|                               |                            | <i>triangulatus-pectinatus</i>      | * | x  |
|                               | Рудданиан (Rhuddanian)     | <i>cyphus</i>                       | * | t  |
|                               |                            | <i>vesiculosus</i>                  | * | p  |
|                               |                            | <i>acuminatus</i>                   | * | ?t |

Обобщенная граптолитовая зональная последовательность. Условные обозначения и сокращения: x – зональные единицы, представляющие собой комбинацию нескольких региональных зон; t – зоны полного стратиграфического распространения вида-индекса; p – зоны частичного стратиграфического распространения вида-индекса. Звездочками обозначены зональные подразделения, границы которых определены по первому появлению вида-индекса.

ту (эпипелагические, мезопелагические и батальные ассоциации) также должен учитываться в детальных корреляциях гемипелагических и пелагических толщ. Для этих целей может быть полезной попытка разработки параллельных зональных последовательностей по таксономически различным группам граптолоидей в одних и тех же стратиграфических интервалах (монографтиды и диплографтиды для лландовери, монографтиды и плектографтиды для верхнего венлока).

3. Основой для создания единого стандарта является совершенствование региональных зональных шкал. В каждом регионе исследования начинаются с наиболее хорошо изученного разреза, в котором могут быть определены диапазоны диагностических таксонов. В идеале такой разрез должен охватывать весь изучаемый стратиграфический интервал и иметь равномерную и

хорошо документированную палеонтологическую характеристику. Однако таковые редки или неизвестны во многих регионах, поэтому зональность обычно основывается на составных или сводных региональных последовательностях. Сравниваются и детально коррелируются все изученные разрезы в пределах одного региона для снижения возможных ошибок в определении уровней появления и исчезновения таксонов. Такая сводная биоэональная последовательность для региона более надежна, чем единичный разрез, так как уровни зональных границ в значительно меньшей степени зависят от неблагоприятных фаций или недостатков в сборе фауны.

Какова методика составления стандарта?

Специфика неравномерного распределения граптолитов в конкретных разрезах дает возможность применения только традиционных методов.

Обычно конкретные разрезы охарактеризованы комплексами, включающими 6–10 видов для каждого интервала, тогда как общее разнообразие для многих зон оценивается первыми десятками таксонов. В связи с этим метод графической корреляции или количественный метод трудно применимы к граптолитовой последовательности, так как в каждом конкретном разрезе нет достаточного для серьезного анализа количества уровней появлений и исчезновений таксонов. Более полезный способ оценки корреляционной ценности биогоризонтов – сверка относительных диапазонов в разрезах, представляющих различные обстановки седиментации. Это важный тест, свидетельствующий в случае совпадения диапазонов о том, что данная последовательность событий появлений и исчезновений приближается к биохронологической и может быть использована для широких временных параллелизаций.

Какие последовательные задачи должны решаться в процессе совершенствования единого стандарта граптолитовых зон?

1. Выбор дискуссионных интервалов граптолитовой последовательности и соответственно регионов наиболее полного развития этих отложений, которые в дальнейшем будут выполнять роль типовых. Изучаемые разрезы в максимально крупных стратиграфических интервалах должны быть представлены фациями, благоприятными для данной группы, тогда стратиграфические диапазоны таксонов будут отражать надежные представления о продолжительности их существования.

2. Изучение и корреляция между собой конкретных разрезов для составления обобщенной схемы уровней появления диагностических таксонов и степени перекрытия их стратиграфических диапазонов для типовых регионов. Как уже отмечалось, сводная для региона схема более надежна для качественного определения зональных границ, чем один, даже самый полный разрез.

3. Тестирование биогоризонтов, намеченных для определения зональных границ путем сравнения с другими детально изученными регионами по каждому стратиграфическому интервалу.

4. Составление сводной биохронологической последовательности граптолитовых зон в целом для силура с учетом всех известных данных по реконструкции филогенетических линий и результатов таксономической ревизии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт изучения зональной стратиграфии силура с использованием граптолитов достаточно поучителен и может быть полезен в работе с другими группами в различных частях фанерозойской

последовательности. Можно сделать следующие основные выводы:

1. Зональные стандарты по различным группам фауны самостоятельны и иерархически не соподчинены каким-либо другим категориям подразделений. Их подразделения могут быть укрупнены или детализованы в зависимости от целей применения и степени изученности. Они находятся в стадии постоянной доработки и совершенствования в связи с возрастающим объемом знаний по эволюции, таксономии, филогении и биостратиграфии.

2. Независимые зональные стандарты составляются по разным группам фауны для одних и тех же стратиграфических интервалов, выполняя тем самым по отношению друг к другу роль внешнего контроля. В значительно меньшей степени эффективны стандарты, в которых комбинируются подразделения комплексного обоснования с использованием двух или более фаунистических групп.

3. Подразделения зональных стандартов должны быть определены и охарактеризованы на основании единых критериев, среди них особенно важен критерий определения границ по первому появлению зонального таксона.

4. В основе процедуры разработки и уточнения биозональных стандартов лежит совершенствование региональных шкал.

5. При выборе зональных и диагностических таксонов предпочтение должно отдаваться тем таксономическим группам, для которых реконструированы филогенетические связи. Примером могут служить конодонтовые зоны нижнего девона, основанные на распространении икриодид и полигнатид, а также верхнедевонские зоны с использованием пальматолепид.

В заключение автор выражает глубокую благодарность профессору О.Г. Валлизеру (Геттингенский Университет, Германия) за плодотворные дискуссии и ценные критические замечания в процессе подготовки рукописи. Финансовая поддержка оказана Российским фондом фундаментальных исследований, грант 94-05-1798-а, а также Международным научным фондом и Правительством Российской Федерации, гранты № 19000 и 19300.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. Справочное пособие // Корень Т.Н. (отв. ред.). Мин-во геол. СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т. М.: Недра, 1991. 160 с.

Корень Т.Н., Кальо Д.Л. Граптолитовая зональная шкала силура // Граптолиты и стратиграфия. Таллин: Валгус, 1976. С. 64–84.

Либрович Л.С. (ред.). Стратиграфические и геохронологические подразделения. Их принципы, содержание,

терминология и правила применения // М: Госгеолтехиздат, 1954. 88 с.

*Ротай А.П.* (ред.). Стратиграфическая классификация и терминология // М.: Госгеолтехиздат (Межвед. страт. ком. СССР), 1956. 31 с.

*Степанов Д.Л., Месежников М.С.* Общая стратиграфия (Принципы и методы стратиграфических исследований) // Л.: Недра, 1979. 423 с.

Стратиграфический кодекс СССР. Временный свод правил и рекомендаций // Отв. ред.: Жамойда А.И. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. С. 80.

Стратиграфический кодекс. Издание второе, дополненное. СПб: Межведомственный стратиграфический комитет (МСК), 1992. 120 с.

*Bassett M.G.* Towards a "common language" in stratigraphy // Episodes. 1985. V. 8. № 2. P. 87–92.

*Johnson M.E.* Second International Symposium on the Silurian System. Lethaia. 1993. V. 26. 206 p.

International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic classification, terminology, and procedure / Hedberg H. (ed.). International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS Commission on Stratigraphy. A Wiley-Interscience Publication. 1976. 200 p.

International Stratigraphic Guide. A guide to Stratigraphic classification, terminology, and procedure / Salvador A. (ed.). The Geological Society of America, 1994. 214 p.

*Koren T.N.* Graptolite zones and standard stratigraphic scale of Silurian // Proceedings of the 27th International Geological Congress. 1984. Stratigraphy. VHU Science Press, 1984. P. 47–76.

*Koren T.N.* Simplified Graptolite Zonal Sequence – Reliable Levels for Global Palaeogeographic Reconstructions //

IUGS Subcommission Silurian Stratigraphy. Field Meeting 1994. Bibl. Geol. B.-A. № 30/Vienna. 1994. С. 207.

*Koren T.N., Lenz A.C., Loydell D.K. et al.* Generalised graptolite zonal sequence defining Silurian time intervals for global palaeogeographical studies // Lethaia (in press).

*Rickards R.B.* The sequence of Silurian graptolite zones in the British Isles // Geol. J. 1976. V. 11. Pt. 2. P. 153–188.

*Rickards R.B.* Exploitation of graptoloid cladogenesis in Silurian stratigraphy // Holland C.H. and Bassett M.G. (eds). A global standard for the Silurian System. National Museum of Wales. Geol. Ser. 1989. № 9. P. 265–274.

Silurian Times. A newsletter of the Silurian Subcommission, ICS, IUGS. 1994. № 2.

*Smith W.* Strata identified by organized fossils // W. Arding. London, 1816. 32 p.

*Smith W.* Stratigraphical system of organized fossils with reference to the specimens of the original geological collection in the British Museum // London, 1817.

*Storch P.* Graptolite biostratigraphy of the Lower Silurian (Llandovery and Wenlock) of Bohemia // Geological Journal. 1994. Vol. 29. P. 137–165.

*Teller L.* The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites // Acta palaeontol. polon. 1969. V. 19. P. 393–502.

*Urbanek A.* Neocucullograptinae n. subfam. (Graptolithina): their evolutionary and stratigraphic bearing // Acta palaeontol. polon. 1970. V. 15. P. 164–338.

Webster's New Twentieth Century Dictionary of the English Language. Unabridged. Second Edition. Collins World, 1977. 2129 p.

Рецензент А.Ю. Розанов

УДК 551.736

**МИДИЙСКИЙ ЯРУС ПЕРМИ И ЕГО ГРАНИЦЫ**

© 1996 г. Э. Я. Левен

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

Поступила в редакцию 24.10.94 г., получена после доработки 10.01.95 г.

Мидийский ярус установлен в объеме генозоны *Yabeina-Lepidolina*, т.е. отвечает полному времени существования родов-индексов. Поскольку ябеины появляются в зоне *Neoschwagerina margaritae* в разрезе ее стратотипа, последняя должна рассматриваться в составе этого яруса. Это следует также из существенного обновления комплексов фузулинид и мелких фораминифер в основании зоны, связанного с широкой трансгрессией. В мидийский ярус должна включаться также зона *Lepidolina kumaensis*. Ни по одной группе фауны границы яруса пока точно не фиксируются. Для этого необходимы дополнительные исследования.

**Ключевые слова.** Стратиграфия, фузулиниды, пермская система, ярус, Тетис, корреляция.

**ИСТОРИЯ УСТАНОВЛЕНИЯ  
МИДИЙСКОГО ЯРУСА**

В 1958 г. А.Д. Миклухо-Маклай (1958) установил мургабский ярус в составе слоев с *Neoschwagerina*, *Sumatrina* и “*Polydiexodina*” (табл. 1). В стратотипе, расположенном в бассейне р. Мургаб на Юго-Восточном Памире (гора Джамантал), к ярусу были отнесены джамантальская, дейринская и карасинская пачки ганской свиты (Левен, 1967). Верхняя кутальская пачка включена в памирский ярус вместе с вышележащей тахтабулакской свитой.

Фузулиниды указывались Миклухо-Маклаем в джамантальской и карасинской пачках. Наиболее характерными из них были неошвагеринины. Более высокообразованные представители неошвагерининид – роды *Yabeina* и *Lepidolina* не отмечались. Тем не менее Миклухо-Маклай счел возможным включить в мургабский ярус не только слои с *Neoschwagerina*, но и слои с *Yabeina*, что следует из предложенных им схем корреляции (Миклухо-

Маклай, 1963). Фузулиниды следующего, памирского яруса представлены лишь мелкими, часто aberrantными формами, так как все крупные фузулиниды, в том числе и неошвагеринины, на рубеже мургабского и памирского веков вымерли.

Несоответствие декларируемого А.Д. Миклухо-Маклаем объема мургабского яруса, с включением в него слоев с *Yabeina*, фактическому материалу по стратотипу лежит в основе продолжающихся и поныне дискуссий о верхней границе этого яруса. Не улучшила положение и более поздняя находка в карасинской пачке *Yabeina archaica* (Дуткевич, 1967; Левен, 1967), которая вроде бы подтверждала включение слоев с *Yabeina* в мургабский ярус. Однако примитивный характер этого вида ябеин допускал исключительность находки как первого проявления более позднего фузулинидового сообщества генозоны *Yabeina-Lepidolina*. К этому надо добавить, что карасинская пачка сложена обломочными известняками, преимущественно конглобрекциями, которые, возможно,

**Таблица 1.** Развитие представлений об объеме мургабского и мидийского ярусов

| Миклухо-Маклай,<br>1958, 1963   | Левен, 1963   | Левен, 1975   | Левен, 1980   |
|---|---|---|---|
| Памирский ярус<br><i>Reichelina</i> и мелкие<br>фораминиферы                              | Памирский ярус<br><i>Lepidolina</i> , <i>Yabeina</i>                                      | Чансиньский ярус                                      | Дорашамский ярус  |
|   |   | Джультинский ярус                                     | Джультинский ярус   |
| Мургабский ярус<br><i>Neoschwagerina</i> , <i>Sumatrina</i> ,<br>“ <i>Polydiexodina</i> ” | Мургабский ярус<br><i>Neoschwagerina</i> , <i>Sumatrina</i> ,<br>“ <i>Polydiexodina</i> ” | Кэптенский ярус<br><i>Yabeina</i> , <i>Lepidolina</i> | Мидийский ярус<br><i>Yabeina</i> , <i>Lepidolina</i>                                  |
|   |   | Мургабский ярус<br><i>Neoschwagerina</i>              | Мургабский ярус<br><i>Neoschwagerina</i>  |
| Дарвазский ярус<br>(верхняя часть)<br><i>Cancellina</i> , <i>Misellina</i>                | Кубергандинский ярус<br><i>Cancellina</i> , <i>Armenina</i> , <i>Misellina</i>            | Кубергандинский ярус<br><i>Cancellina</i>             | Кубергандинский ярус<br><i>Cancellina</i> , <i>Armenina</i> ,<br><i>Misel. ovalis</i> |

имеют турбидитное происхождение. Фузулиниды в ней в основном переотложены. Не исключено, что это относится и к *Yabeina archaica*.

В 1963 г. автор настоящей статьи, обобщая материал по Тетису, указал на то, что многие мелкие и aberrантные фузулиниды, характерные по Миклухо-Маклаю лишь для памирского яруса, начинают встречаться в генозоне *Yabeina-Lepidolina*. На основании этого было предложено включить последнюю в памирский ярус (Левен, 1963). Как можно видеть из сказанного выше, особых противоречий с данными по стратотипу мургабского яруса это не вызывало, хотя и расходилось с пониманием объема последнего Миклухо-Маклаем.

В 1975 г. опубликован новый более детальный вариант ярусной шкалы Тетиса (Левен, 1975а). В нем генозона *Yabeina-Lepidolina* выделена в самостоятельный ярус, который признан соответствующим кэптенскому ярусу североамериканской шкалы, и на него перенесено это название. Однако при рассмотрении шкалы на пленуме Межведомственного стратиграфического комитета СССР в 1980 г. была поставлена под сомнение тождественность выделенного яруса кэптенскому. Поэтому при подготовке объяснительной записки к тетической шкале мною для него предложено самостоятельное название "мидийский" (Левен, 1980). Стратотипом яруса выбран разрез арпинской и хачикской свит перми Закавказья. С новым названием ярус был утвержден МСК (Постановления МСК..., 1981).

Согласно первоначальному определению к мидийскому ярусу отнесена часть разреза, расположенная между мургабским и джюльфинским ярусами, соответствующая генозоне *Yabeina-Lepidolina*. Нижняя граница яруса проведена по появлению наиболее высокоспециализированных высших фузулинид, относящихся к родам *Yabeina* и *Lepidolina*, и по массовому развитию aberrантных фузулинид. В числе наиболее характерных фузулинид названы также *Kahlerina*, *Dunbarula*, *Paradunbarula*, *Lantschichites*, *Chusenella*, *Sumatrana*, *Metadoliolina*, наиболее высокоразвитые *Neoschwagerina* и некоторые другие (Левен, 1980).

Верхняя граница яруса зафиксирована в основании аммонитовой зоны *Aгахосерас latum* (с включением в нее слоев с *Aгахилевис* в разрезе стратотипа джюльфинского яруса) и конодонтовой зоны *Clarkina leveni*. Предполагалось, что с этой границей связано полное исчезновение швагеринид и неошвагеринид, хотя и отмечалось, что на этот счет имеются и другие точки зрения.

## ДАЛЬНЕЙШЕЕ ИЗУЧЕНИЕ МИДИЙСКОГО ЯРУСА И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ПРОБЛЕМЫ

После опубликования ярусной шкалы Тетиса с включенным в нее мидийским ярусом (Левен,

1980) появилось много стратиграфических и палеонтологических работ, позволивших существенно расширить характеристику яруса и проследить его в самых разных регионах от Средиземноморья до Дальнего Востока и Японии. Вместе с тем более четко обозначились и проблемы, связанные в первую очередь с неоднозначным пониманием границ яруса и, соответственно, его объема.

Прежде всего, следует отметить работу, проделанную коллективом авторов под руководством Г.В. Котляр. Ее результатом явилась монография (Котляр и др., 1989), в которой дано исчерпывающее полное палеонтологическое обоснование мидийского яруса в типовых разрезах Закавказья, а также Памира и Дальнего Востока. Осуществлена корреляция мидийских отложений в пределах всего Тетиса. В целом была подтверждена первоначальная характеристика яруса. Исключение составляет лишь некоторое понижение его верхней границы. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Большая работа по изучению верхней перми проделана японской исследовательской группой под руководством К. Накадзавы. Детально описаны разрезы Ирана, Кашмира, Соляного кряжа (Nakazawa et al., 1975; Iranian-Japanese..., 1981; Pakistan-Japanese..., 1985), что позволило с достаточной степенью надежности установить присутствие в них мидийского яруса. Расширению представлений о ярусе и его палеонтологической характеристике в различных регионах Тетиса способствовали также работы китайских и французских исследователей (Zhang Zuqi, 1984; Xiao et al., 1986; Sheng, Jin Yugan, 1994; Lys, 1988b; Vachard, Ferrière, 1991; Vachard, Razgallah, 1993 и др.). Поскольку мидийский ярус приравнивается к генозоне *Yabeina-Lepidolina*, большой интерес представляют исследования Т. Одзавы, Ф. Кобаяси и Руи Линя (Ozawa, 1975; Kobayashi, 1986; Rui Lin, 1983) по филогении и стратиграфическому распространению родов-индексов этой зоны. Следует отметить также несколько работ, затрагивающих проблемы границ мидийского яруса и их приуроченности к тем или иным геологическим и биотическим событиям (Котляр и др., 1989; Leven, 1992; Левен, 1993а, б; Jin Yugan et al., 1994в; Mei Shilong et al., 1994; Kozur, 1994; Vachard, Ferrière, 1991).

В результате всех этих исследований получили подтверждение самостоятельность и своеобразие мидийского этапа геологической истории бассейна Тетис. Он ознаменовался широкой трансгрессией, что привело к существенному обновлению морской биоты, расширению ареалов и увеличению таксономического разнообразия основных групп фауны. Разрезы, описанные в различных регионах Тетиса, продемонстрировали возможность выделения мидийского яруса на всем пространстве этой области. Значительно уточнена и

**Таблица 2.** Сопоставление схем расчленения разреза Акасака разных авторов

| Deprat, 1914   | Ozawa, 1927                                       | Morikawa, 1958  | Hongo, 1959  |
|--|---|---|--|
| <i>Y. inoyei</i><br><i>Y. globosa</i>  | <i>Y. globosa</i>                                 | <i>N. minoensis</i><br><i>Y. inoyei</i><br>"Y". <i>katoi</i><br><i>Y. globosa</i> | <i>Y. globosa</i>  |
| " <i>N. globosa</i> "<br>(= <i>G. gifuensis</i> )<br>" <i>N. margaritae</i> "<br>(= <i>Y. ozawai</i> ) | " <i>N. margaritae</i> "<br>(= <i>Y. ozawai</i> ) | <i>Y. (=L.) igoi</i><br><i>N. (=G.) larga</i><br>" <i>N. margaritae</i> "         | <i>G. douvillei</i><br><i>G. gifuensis</i><br><i>Y. ozawai</i> |
| " <i>N. craticulifera</i> "  | " <i>N. craticulifera</i> "                       | " <i>N. craticulifera</i> "   | " <i>N. craticulifera</i> "                                    |

расширена фаунистическая характеристика рассматриваемого яруса и получены новые материалы по увязке данных по фузулинидам, мелким фораминиферам, брахиоподам, аммоноидеям и конодонтам.

Вместе с тем нельзя не отметить отсутствие единства в понимании объема мидийского яруса, его границ и критериев выделения. Причин тому несколько. Не совсем ясны точные границы генозоны *Yabeina-Lepidolina*, которой по определению соответствует мидийский ярус. Не ясно, чем руководствоваться при проведении границ яруса в конкретных разрезах при отсутствии в них родов-индексов этой генозоны. Сложно совместить разные критерии проведения верхней границы мидийского яруса и нижней джюльфинского, поскольку выделение первого из них базировалось на фузулинидах, а второго – на аммоноидеях. Наконец, определенные трудности возникают из-за неудачного выбора стратотипов мургабского и мидийского ярусов, что дает простор для субъективных оценок.

Ниже эти проблемы будут рассмотрены более обстоятельно.

#### ГЕНОЗОНА *Yabeina-Lepidolina*: КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ И ФУЗУЛИНИДОВАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Поскольку по определению мидийский ярус отвечает генозоне *Yabeina-Lepidolina*, важно уточнить, что она собой представляет.

Стратиграфический объем генозоны изначально определялся теоретически. К ней относился интервал разреза, отвечающий полному суммарному времени существования индекс-родов. При этом предполагалось, что моменты их возникновения и вымирания совпадали с крупными перестройками фузулинидовой биоты. Именно это служило и служит основанием для того, чтобы говорить о самостоятельности мидийского этапа в развитии бассейна.

Как это обычно бывает, действительность оказалась сложнее теоретических построений, и

если в целом она их не опровергает, то сильно затрудняет решение частных проблем, в числе которых наиболее важной является установление точного времени появления и вымирания ябеин и лепидолин.

Преимущественное развитие ябеины и, в особенности, лепидолины имеют на востоке бассейна Тетис – в Южном Китае, Индокитае, Японии, Дальнем Востоке. Они встречаются в разных фузулинидовых ассоциациях, временные и пространственные соотношения между которыми являются предметом дискуссий и от их результатов во многом зависит решение проблем мидийского яруса. По присутствию наиболее типичных ябеин или лепидолин эти ассоциации можно обозначить как 1) *Y. ozawai-L. igoi*, 2) *Y. globosa*, 3) *L. multisepata* и 4) *L. kumaensis*.

Первая из них устанавливается в классическом разрезе окрестностей г. Акасака Японии, в слоях, выделенных Я. Одзавой (Ozawa, 1927) в зону *Neoschwagerina margaritae*. С. Хондзэ (Honjo, 1959) в основании этих слоев обнаружил ябеины, отнесенные им к новому виду *Y. ozawai*. При этом было отмечено, что форма, идентифицированная Одзавой с *N. margaritae* Deprat, не отвечает голо-типу (Deprat, 1913) и является синонимом нового вида ябеин. Исходя из этого, зона *N. margaritae* была переименована в зону *Y. ozawai*.

Как уже отмечено выше, ябеины были найдены С. Хондзэ лишь в нижней части зоны. Ее верхняя часть лучше охарактеризована в работах Р. Морикиавы и С. Судзуки (Morikawa, 1958; Morikawa, Suzuki, 1961) (табл. 2).

В соответствующем интервале разреза Морикиава выделяет слои (зоны по Морикиаве) с *Neoschwagerina margaritae* Deprat, с "N." (=Gifuella) *lagra* Morikawa et Suzuki и с "Yabeina" (=Lepidolina) *igoi* Morikawa et Suzuki. Первая из них хорошо коррелируется с зоной *Y. ozawai* схемы С. Хондзэ, поскольку содержит одних и тех же гифуелл – *G. amacula* Honjo (= "N." *muratai* Morikawa et Suzuki). Гифуеллы из следующих слоев отличаются относительно более высокой организацией. В слоях с

“N.” (=G.) *larga* отмечены *Yabeina?* sp. Найденная выше по разрезу “Y.” (=L.) *igoi* является потомком *G. larga*, отличаясь лишь присутствием вторичных спиральных септул. Здесь же отмечаются впервые “Y.” (=L.) *multiseptata* Deprat. Таким образом, весь интервал разреза, отвечающий зоне *N. margaritae* Я. Одзавы, оказывается охарактеризованным ябеинами и лепидолинами. Кроме них и уже отмеченных гифуелл, здесь встречены *Gifuella gifuensis* Honjo, *G. douvillei* Ozawa, *Neoschwagerina margaritae* Deprat, *N. colaniae* Ozawa, *N. minoensis* Deprat, *N. sakaguchii* Yamagiwa, *Pseudodoliolina* spp., *Verbeekina* spp., *Pseudofusulina* spp., *Parafusulina* spp., *Codonofusiella* spp. Необходимо отметить, что неошвагерини, определяемые как *N. margaritae*, судя по изображениям, помещенным в цитированных работах, отнесены к этому виду ошибочно и имеют несколько более примитивный облик по сравнению с голотипом (Левен, 1993б).

Фузулиновая ассоциация *Y. globosa* установлена в том же разрезе, что и предыдущая, и занимает в нем более высокое положение. Помимо *Y. globosa* (Yabe), она включает *Yabeina inouyei* Deprat, *Neoschwagerina katoii* Ozawa, *N. margaritae* Deprat, *N. minoensis* Deprat, “N.” (=G.) *okuboi* Morikawa et Suzuki, “N.” (=G.) *hanaokensis* Morikawa et Suzuki, *Sumatrina annae* Volz, *Parafusulina* spp., *Pseudofusulina* spp., *Kahlerina* spp. (Deprat, 1914; Ozawa, 1927; Mokikawa, 1958; Honjo, 1959; Hanzawa, Murata, 1963). К этой же ассоциации можно отнести фузулинид, описанных Ф. Кобаяси (Kobayashi, 1986) из формации Гозенияма (Gozeniyama) на юге горного массива Кванто. Отсюда отмечены *Yabeina globosa* (Yabe), *Neoschwagerina minoensis* Deprat, “*Colania*” (=Gifuella) *larga* (Morikawa et Suzuki), *Verbeekina verbeeki* Geinitz, *Chusenella* spp., *Pseudofusulina* spp., *Dunbarula* spp., *Paradoxiella* spp., *Rauserella* spp., *Sichotenella* spp., *Reichelina* spp., *Nankinella* spp., *Kahlerina* spp. На большом материале Ф. Кобаяси установил значительную морфологическую изменчивость вида *Y. globosa*. По его мнению, *Y. inouyei* и *N. katoii* из разреза Акасака являются его синонимами и представляют собой морфологические разновидности этого вида. Следует отметить присутствие в рассматриваемом комплексе многих мелких и aberrantных фузулинид, присущих мидийскому ярусу.

Следующая фузулинидовая ассоциация – *L. multiseptata* – пользуется наибольшим распространением во всей Юго-Восточной Азии.

Общая ее характеристика дана Т. Одзавой (Ozawa, 1975). Типичным для нее является преобладание представителей филогенетической линии *Gifuella*–*Lepidolina* в отличие от предыдущей ассоциации, где превалируют неошвагерини и ябеины, образующие параллельно развивающийся филогенетический ряд. По многим местонахождениям Японии (Toriyama, 1954, 1958; Ozawa, 1975 и др.), Китая (Sheng, 1963; Xiao et al., 1986 и др.),

Индокитая (Ishii, 1966; Ishii et al., 1969; Ozawa, 1975; Toriyama et al., 1975; Tien, 1979; Ingavat et al., 1980; Toriyama, 1984 и др.) устанавливается следующий список родов и видов фузулинид, обычно сопутствующих лепидолинам из группы *L. multiseptata*: *Gifuella douvillei* (Ozawa), *Neoschwagerina sheni* Sheng, *N. margaritae* Deprat, *N. kueichowensis* Sheng, *N. heydeni* Dutkevich et Khabakov, *Sumatrina annae* Volz, *S. longissima* Deprat, *S. fusiformis* Sheng, *Pseudodoliolina pseudolepida* (Deprat), *Metadoliolina multivoluta* (Sheng), *M. gravitesta* (Kanmera), *Verbeekina verbeeki* (Geinitz), *Eopolydioxodina* spp., *Parafusulina* spp., *Pseudofusulina* spp., *Chusenella* spp., *Schubertella* spp., *Dunbarula* spp., *Codonofusiella* spp., *Lantschichites* spp., *Sichotenella* spp., *Reichelina* spp., *Nankinella* spp., *Staffella* spp.

Ассоциация *L. kumaensis* известна только в некоторых разрезах Японии (Kuma, Shikoku, Kwantu, Iwaizaki; по Ozawa, 1975) и Дальнего Востока (Котляр и др., 1989). Наиболее полно она представлена в Приморье. Здесь *L. kumaensis* Kanmera встречается в зонах *Parafusulina stricta* и *Metadoliolina lepida*–*Lepidolina kumaensis* чандалазского горизонта (Котляр и др., 1983, 1989). В последней из цитированных работ *L. kumaensis* отмечается также и в нижележащей зоне *Monodioxodina sutschania*–*Metadoliolina dutkevitchi*. Однако, по устному сообщению Г.В. Котляр, эти данные не подтвердились. *L. kumaensis* начинает встречаться лишь в зоне *P. stricta* и максимальное развитие получает в вышележащей зоне, где достигает наиболее высокого уровня развития, переходя в новый род *Neosumatrina* (Н.О. Чедия см. Котляр и др., 1989).

Сопутствующий комплекс меняется вверх по разрезу. Внизу преобладают представители отряда *Schwagerinida*, выше теряющие свою ведущую роль. Из вышних фузулинид доминируют *Metadoliolina* и *Lepidolina*, особенно в верхней зоне, причем среди последних отмечается несколько видов группы *L. kumaensis* Kanmera, а также *L. multiseptata* (Deprat), типичная для охарактеризованной ранее ассоциации. В верхней зоне отмечены также единичные неошвагерини и несколько видов ябеин.

Очень богат комплекс мелких (в том числе aberrantных) фузулинид, представленных многими видами родов *Sichotenella*, *Reichelina*, *Parareichelina*, *Rauserella*, *Codonofusiella*, *Dunbarula*, *Minojapanella* (Wutuella), *Lantschichites*, *Kahlerina*, *Pseudokahlerina*. Важно отметить, что *Codonofusiella*, *Reichelina* и *Sichotenella* появляются уже в зоне *M. sutschanica*–*M. dutkevitchi*, а в зоне *P. stricta* начинают встречаться *Lantschichites* и *Kahlerina*.

Как уже говорилось, пространственные и временные соотношения между охарактеризованными выше ассоциациями пока еще во многом неясны. Решение этого вопроса осложняется недостаточным количеством хороших разрезов,

пространственной разобщенностью обнажений с тем или иным комплексом фузулинид, различной фациальной приуроченностью последних, отсутствием единого взгляда на систематику фузулинид и их филогенетическое развитие. Последнее не укладывается в простые рамки дивергентной эволюции. Скорее можно говорить о широком развите параллелизме, когда формы, близкие по своим признакам и на этом основании относимые к одним и тем же таксонам (например, ябеинам), на самом деле возникают независимо в параллельных филлумах и не исключено, что и в разное время из-за разных темпов эволюции.

Наиболее разработанная схема соотношения различных фузулинидовых ассоциаций предложена Т. Одзавой (Ozawa, 1970, фиг. 2). Для рассматриваемого отрезка времени он выделяет четыре фузулинидовые ассоциации: 1) *Neoschwagerina craticulifera*; 2) *Yabeina globosa*; 3) *Lepidolina multiseptata shiraiwensis*–*Colania* (=Gifuella) *douvillei* и 4) *Lepidolina multiseptata multiseptata*–*L. kumaensis*. Первая из них, по Т. Одзаве, характерна для второй половины средней перми – зон *N. craticulifera* и *N. margaritae*. Вторая и третья одновременны и по времени отвечают зоне *Y. globosa* верхней перми. Ассоциация *L. multiseptata multiseptata*–*L. kumaensis* является уже джюльфинской.

Можно согласиться с Т. Одзавой в том, что ассоциация *N. craticulifera* наиболее древняя. Следует лишь добавить, что та ее часть, которая встречается в зоне *N. margaritae* (= *Y. ozawai*), уже содержит ябеины и лепидолины, как об этом свидетельствует разрез Акасака. Не вызывает возражения и принимаемая Одзавой примерная одновременность ассоциаций *Y. globosa* и *L. multiseptata shiraiwensis*–*C. (=G.) douvillei*. Действительно, первые лепидолины группы *L. multiseptata* появляются ниже слоев с *Y. globosa*. Поэтому последние, хотя бы частично, будут соответствовать слоям с масовым развитием лепидолин этой группы.

Наибольшие сложности возникают при попытках определить место в разрезе слоям с *L. multiseptata multiseptata*–*L. kumaensis*. Помещая их выше слоев с *Y. globosa* на уровень джюльфинского яруса, Т. Одзава руководствовался, главным образом, более высоким уровнем развития *L. kumaensis* по сравнению с ябеинами (Ozawa, 1979, p. 39, fig. 10). Однако не исключено, что прогрессивное развитие, выражающееся в утонении и уплотнении стенки раковин и в увеличении числа аксиальных и вторичных спиральных септул, в филогенетической линии *Gifuella*–*Lepidolina* происходит относительно более ускоренными темпами, чем в линии *Neoschwagerina*–*Yabeina*. Поэтому появление *L. kumaensis* может быть более ранним, чем это представлялось Одзаве, подтверждением чему служит разрез чандалазского горизонта Приморья. Тем не менее нельзя исключать, что са-

мая верхняя часть слоев, в которых встречаются *L. kumaensis* (зона *M. lepida*–*L. kumaensis* Приморья), моложе слоев с *Y. globosa*. Именно эта часть разреза, а не вся биозона вида *L. kumaensis*, в литературе именуется обычно зоной *L. kumaensis*.

К выводу об относительно раннем появлении *L. kumaensis* пришел Руи Линь, описавший этот вид вместе с *L. multiseptata* из средней части формации Маокоу Южного Китая (Rui Lin, 1983). Однако приводимые им данные не совсем корректны, поскольку формы, отнесенные к *L. kumaensis*, находятся на более низком уровне развития, чем настоящие представители вида и в этом отношении больше напоминают *L. igoi* из разреза Акасаки.

Подводя итог всему сказанному, можно констатировать следующее:

1) Время появления и исчезновения ябеин и лепидолин – индекс-родов мидийского яруса – примерно совпадает.

2) Генозона *Yabeina*–*Lepidolina* охватывает интервал разреза от слоев, выделенных Я. Одзавой в зону *N. margaritae*, до слоев с *L. kumaensis* включительно.

3) Соответственно, этому же интервалу разреза будет отвечать мидийский ярус, если в понимании его объема следовать первоначальному определению.

4) Понимаемый таким образом мидийский ярус может быть подразделен на три части (зоны): 1) *Y. ozawai*–*L. igoi*, 2) *Y. globosa*–*L. multiseptata* и 3) *L. kumaensis* (s. s.). Следует отдавать себе отчет в некоторой условности такого подразделения, поскольку границы между зонами пока точно не определены, и вообще, верхние две зоны могут частично перекрывать одна другую.

5) Особенности фузулинидового комплекса первой из названных зон определяются появлением в нем довольно примитивных ябеин и лепидолин. Многочисленны гифуеллы и неошвагеринины типа *N. margaritae* (Deprat) (s. e), *N. colaniae* Ozawa, *N. haydeni* Dutkevich et Khabakov, *N. craticulifera* (Schwager) (s. s.). Встречаются также *Pseudodoliolina*, *Verbeekina*, *Sumatrina annae* Volz, *S. fusiformis* Sheng, первые *Metadoliolina*. По-видимому, к этому же стратиграфическому уровню приурочены *Afghanella sumatrinaeformis* (Gubler). Швагериниды представлены родами *Chusenella*, *Parafusulina*, *Pseudofusulina*, *Eopolydiexodina* и, возможно, *Rugososchwagerina* и *Monodiexodina*. Из мелких фузулинид отмечены *Codonofusiella*, *Dunbarula*, *Rauserella*, *Reichelina*, *Parareichelina*.

Для зоны *Y. globosa*–*L. multiseptata* характерны многочисленные ябеины и лепидолины. Вероятно, здесь появляются *L. kumaensis*. Неошвагеринины представлены высокоразвитыми формами типа *N. margaritae* Deprat (s. s.), *N. katoi* Ozawa, *N. minoensis* Deprat. Часты *Sumatrina longissima* (Deprat), *Metadoliolina*, *Verbeekina*. Много чусенелл, псевдофу-

зулин и парафузулин. Многочисленны мелкие и аберрантные фузулиниды – *Codonofusiella*, *Dunbarula*, *Lantschichites*, *Minojapanella* (*Wutuella*), *Reichelina*, *Rauserella*, *Sichotenella*, *Kahlerina*.

В зоне *L. kumaensis* преобладают лепидолины и метадолиолины. Встречаются ябеины, неошвагеринины, парафузулины, псевдофузулины, чусенеллы, но они имеют подчиненное значение. Комплекс мелких и аберрантных фузулинид примерно тот же, что и в предыдущей зоне.

### ГРАНИЦЫ МИДИЙСКОГО ЯРУСА

Если самостоятельность мидийского яруса и возможность его повсеместного прослеживания сейчас вряд ли вызывают сомнения, то проблема его границ пока что остается нерешенной.

Для нижней границы она сводится к двум основным вопросам: 1) считать ли мидийскими слои, привычно относимые к зоне *N. margaritae*, и в связи с этим 2) каковы критерии проведения и трассирования этой границы. Гораздо сложнее обстоит дело с верхней границей яруса из-за несогласованности подходов в ее определении.

*Нижняя граница мидийского яруса.* Как следует из данных, приведенных в предыдущем разделе, все мургабские таксоны родового ранга, за исключением, может быть, пресуматрин, проходят в мидийский ярус. Поэтому по фузулинидам при проведении нижней границы яруса приходится ориентироваться только на появление новых родов. Как мы видели на примере разреза Акасака, появление ябеин и лепидолин приурочено к зоне *N. margaritae*. Можно ли считать это достаточным для проведения нижней границы яруса в основании названной зоны? С точки зрения формальной, видимо, да, поскольку по определению мидийский ярус отвечает генозоне *Yabeina-Lepidolina*. Однако этот ответ был бы более убедительным, если бы обновление фузулинидового комплекса на этом рубеже затрагивало большее число таксонов.

Ниже попытаемся оценить с этой точки зрения изменение фузулинидовой биоты в основании слоев, относимых к зоне *N. margaritae*.

Кроме ябеин и лепидолин, в числе родов, наиболее характерных для мидийского яруса, можно назвать *Dunbarula*, *Codonofusiella*, *Lantschichites*, *Reichelina*, *Sichotenella*, *Rauserella*, *Kahlerina*, *Metadoliolina*, *Sumatrina*, *Chusenella*. Некоторые из них, такие как *Dunbarula*, *Codonofusiella*, *Sumatrina*, *Chusenella* появляются в мургабском ярусе, но не являются для него характерными. Остальные роды в заведомо мургабских слоях неизвестны.

К сожалению, фузулинидовый комплекс зоны *N. margaritae* в разрезе Акасака не очень богат и из всех перечисленных родов в нем отмечены только кодонофузиеллы. Поэтому попытаемся проанализировать фузулинид, обнаруживаемых в

других разрезах, в слоях, традиционно сопоставляемых с зоной *N. margaritae* в ее стратотипе.

В южном Китае непосредственно ниже слоев с *Yabeina* выделяется зона *Neoschwagerina* (*Sheng*, 1963) или *Afghanella schencki* (*Xiao et al.*, 1986). В ее верхней части обнаруживается комплекс фузулинид, типичный для зоны *N. margaritae*, включающий такие характерные виды, как *Neoschwagerina haydeni* *Dutkevich et Khabakov*, *Gifuella gifuensis* *Honjo*, *G. douvillei* (*Ozawa*), *Afghanella sumatrinaeformis* (*Gubler*), *Sumatrina longissima* *Deprat*, *S. fusiformis* *Sheng*, *S. annae* *Volz*, *Metadoliolina pulchra* (*Sheng*) и многие другие. Вместе с ними отмечены *Kahlerina* sp., ниже по разрезу не встреченная.

В Соляном кряже к зоне *N. margaritae* относят нижнюю часть формации Варгал (слои 1 и 2) на основании находки индекс-вида этой зоны в слое 2 (*Pakistani-Japanese Research Group*, 1985). Вместе с ним и ниже по разрезу, в слое 1 встречены кодонофузиеллы и рейхелины – роды, типичные для мидийского яруса. В пользу мидийского возраста рассматриваемых слоев свидетельствуют также конодонты зоны *Hindeodus excavatus-Merrilina divergens*, позволяющие коррелировать их с верхами формации Маокоу Южного Китая; конодонты из слоев 4 и 5 принадлежат уже нижнеджульфинской зоне *Hindeodus julfensis-Clarckina leveni* (*Wardlaw, Pogue*, 1995)<sup>1</sup>. Мургабский же ярус из разреза, возможно, вообще выпадает.

На Юго-Восточном Памире с зоной *N. margaritae* обычно сопоставляется карасинская пачка ганской свиты (*Левен*, 1967; *Котляр и др.*, 1983), включенная А.Д. Миклухо-Маклаем (1958) в мургабский ярус. В ней отмечены *Yabeina archaica* *Dutkevich* и такие высокоразвитые неошвагеринины, как *N. ex gr. margaritae* *Deprat*, *N. minoensis* *Deprat*, *N. haydeni* *Dutkevich et Khabakov*. Вместе с ними обнаружены не встречающиеся ниже по разрезу *Dunbarula* spp. и *Codonofusiella* spp.

В северном Афганистане, в разрезах Ходжагор и Булола, к зоне *N. margaritae* могут быть отнесены слои E и F карбонатной серии, трансгрессивно перекрывающей известняки с нижнемургабскими фузулинидами (*Левен*, 1982; *Leven*, in press). Они содержат богатый комплекс фузулинид, включающий *Dunbarula kitakamiensis* *Choi*, *Codonofusiella* sp., *Yangchienia haydeni* *Thompson*, *Kahlerina pachythea* *Kochansky-Devidé*, *Pseudokahlerina compressa* *Sosnina*, *Colania* n. sp., *Neoschwagerina margaritae* *Deprat*, *N. haydeni* *Dutkevich et Khabakov*, *N. occidentalis* *Kochansky-Devidé*, *N. kojensis* *Toumanskaya*, *Afghanella tumida* *Skinner et Wilde*, *A. schencki* *Thompson*, *A. robbinsae* *Skinner et Wilde*, *A. sumatrinaeformis* (*Gubler*),

<sup>1</sup> По Х. Коцуру, ревизовавшему определения конодонтов из формации Варгал, слои 4 принадлежат еще мидийскому ярусу. Заведомо джульфинские формы появляются лишь в слое 5 (личное сообщение).

*Sumatrana annae* Volz, *Verbeekina verbeeki* (Geinitz), *Pseudodoliolina ozawai* Yabe et Hanzawa, *Armenina crassispira* (Chen), *Chusenella minuta* Skinner, *C. sinensis* (Sheng), *Rugosochusenella* n. sp., *Rugosofusulina furoni* (Thompson), *Pseudofusulina paralpina* (Chen), *Parafusulina gigantea* (Deprat), *Eopolydiexodina afghanensis* (Thompson), *E. bithynica* (Erk). Из этих же слоев М. Лис и А. Лаппаран, кроме того, приводят *Reichelina minuta* Erk, *R. pulchhra* K. M.-Maclay, *R. cribroseptata* Erk (Lys, Lapparent, 1971).

Присутствие рейхелин, калерин, кодонофузиелл и дэнбарул свидетельствует о мидийском возрасте рассматриваемых слоев. Вместе с тем весь остальной комплекс фузулинид обычно считается типичным для зоны *N. margaritae* мургабского яруса. В том, что эти слои надо относить к мидийскому ярусу, а не мургабскому, убеждает близость или тождество неошвагерин с представителями этого рода из разрезов Турции, Хорватии и Туниса, где они встречаются совместно с ябеинами (Skinner, 1969; Kochansky-Devidé, 1965; Lys, 1988a; Vachard, Razgallah, 1993). Вместе с неошвагеринами и ябеинами в этих разрезах встречено большинство из родов и видов приведенного выше списка.

Близкий комплекс фузулинид, не содержащий ябеин и на этом основании считающийся мургабским (Siehl, 1967; Vachard, 1980), известен в известняках, обнажающихся на перевале Альтимур к югу от Кабула. Мною отсюда определены *Dunbarula nana* Kochansky-Devidé, *Lantschichites minimus* (Chen), *Yangchienia thompsoni* Skinner et Wilde, *Kahlerina pachythesa pusilla* Kochansky-Devidé, *K. globiformis* Sosnina, *K. africana* Skinner et Wilde, *Nankinella* sp., *Sphaerulina croatica* Kochansky-Devidé, *Reichelina* cf. *changhsingensis* Sheng et Chang, *Colania* sp., *Neoschwagerina margaritae* Deprat, *N. haydeni* Dutkevich et Khabakov, *Verbeekina* (*Verbeekina*) *verbeeki* (Geinitz), *V. (Paraverbeekina) pontica* A. M.-Maclay, *V. (Quasiverbeekina)* n. sp., *Pseudofusulina hupehensis* (Chen), *P. solita* (Skinner), *Rugososchwagerina* n. sp.

Присутствие ланчихитесов, калерин и рейхелин однозначно свидетельствует о мидийском ярусе. Это подтверждается тем, что непосредственно выше по разрезу располагаются известняки с типично джульфинским комплексом фузулинид и мелких фораминифер, в числе которых А. Зиль и Д. Вашар приводят *Lantschichites*, *Codonofusiella*, *Reichelina*, *Colaniella*, *Robuloides* и др.

Очень показателен с точки зрения рассматриваемых вопросов разрез, описанный В. Коханьски-Девиде в хребтах Велебит и Лика Хорватии (Kochansky-Devidé, 1965). Бесспорно мидийскими здесь являются слои ("вторая и третья зоны известняков") с *Yabeina surlalis* (Douville). Расположенные ниже по разрезу светлые доломиты охарактеризованы неошвагеринами. (*N. rotunda* Deprat,

*N. craticulifera* (Schwager), *N. occidentalis* Kochansky-Devidé, *N. margaritae* Deprat), очень близкими тем, которые встречены в приведенных разрезах Афганистана. Как и там, здесь им сопутствуют дэнбарулы и калерины, а также вербеекины, сферулины и нанкинеллы. Все они, включая неошвагеринины, проходят в слои с ябеинами.

Аналогичная картина наблюдается в разрезах Туниса, где хорошо выделяются слои с *Yabeina surlalis* (Douville), *Y. punica* (Douville), вместе с которыми отмечены высокоразвитые неошвагеринины, калерины, рейхелины, раузереллы, кодонофузиеллы, дэнбарулы, чусенеллы (Skinner, Wilde, 1967; Vachard, Razgallah, 1993). Весь комплекс фузулинид типично мидийский и трудно согласиться с Д. Вашаром и С. Разгаллахом, хотя и с оговорками, относящими эти слои еще к мургабскому ярусу на том основании, что они содержат неошвагерин. Как было показано выше, этот род проходит через весь мидийский ярус вплоть до слоев с *M. lepida*-*L. kumaensis*.

С большим основанием принадлежащей зоне *N. margaritae* можно считать нижележащую толщу, выявленную М. Лисом по результатам бурения (Lys, 1988a). Она залегает трансгрессивно на отложениях нижней перми и содержит фузулинид, позволивших М. Лису отнести ее к зоне *N. margaritae* и переходным слоям между этой зоной и зоной *N. craticulifera*. Их верхней части толщи определены *Rauserella staffi* Skinner et Wilde, *Reichelina cribroseptata* Erk, *Codonofusiella nana* Erk, *C. paradoxica* Dunbar et Skinner (=Lantschichites?), *Dunbarula mathieui* Ciry, *D. nana* Kochansky-Devidé, *Yangchienia thompsoni* Skinner et Wilde, *Chusenella rabatei* Skinner et Wilde, *Pseudofusulina navillei* (Erk), *Eopolydiexodina afghanensis* (Thompson), *E. bithynica* (Erk), *E. megasphaerica* (Leven), *Neoschwagerina fusiformis* Skinner et Wilde, *N. tebagensis* Skinner et Wilde, *Sumatrana annae* Volz. Несколькими ниже по разрезу встречены *Codonofusiella nana* Erk, *Dunbarula nana* Kochansky-Devidé, *Leella bellula* Skinner et Wilde, *Rugososchwagerina sera* (Erk), *Afghanella africana* Skinner et Wilde, *A. robbinsae* Skinner et Wilde, *A. tumida* Skinner et Wilde, *Sumatrana longissima* Deprat, *Verbeekina* (*Paraverbeekina*) *pontica* A. M.-Maclay, *V. (Verbeekina) verbeeki* (Geinitz).

В целом, весь этот комплекс фузулинид тождествен комплексам из разрезов Афганистана и также, как и там, содержит типичных для мидийского яруса мелких и aberrантных фузулинид.

К этому же комплексу можно отнести фузулинид, обнаруженных в экзотических глыбах Сицилии (Skinner, Wilde, 1966). Среди них высокоразвитые неошвагеринины, вербеекины, чусенеллы, ругозошвагеринины, янгчиении и ряд других, а также калерины, дэнбарулы и раузереллы. Вместе с фузулинидами встречаются аммоноидеи так называемого сицилийского комплекса (Gemmellaro,

1887). Интересно, что аммоноидеи, близкие сицилийским, встречены в серии Кэч Крик Британской Колумбии. Они ассоциируют здесь с примитивными ябеинами (Ross, 1971), что дает дополнительные основания для корреляции слоев с рассматриваемым комплексом фузулинид и зоны *N. margaritae* в ее стратотипе.

Приведенные данные показывают, что в разрезах Центрального и Западного Тетиса обновление фузулинидовых комплексов, выражающееся в появлении многих мидийских родов, происходило несколько раньше появления ябеин в слоях, обычно относимых к зоне *N. margaritae*. Оно затрагивало не только фузулинид, но и мелких фораминифер, среди которых в это время появились такие типично мидийские роды, как *Dagmarita*, *Baisalina*, *Hemigordiopsis*, *Froncina*, *Abadehella*, *Neoendothya*, *Rectostipulina* и ряд других (Lys, 1988b; Altiner, 1984). Хорошо просматривается и причина этого обновления – широкая морская трансгрессия, охватившая весь Тетис и особенно ярко проявившаяся в его Перигондванской части (Lys, 1988a, b; Vaud et al., 1993; Левен, 1993а, б). По ряду разрезов (Тунис, Оман, Хорватия, Турция, Иран) можно заключить, что начало ее приурочено ко времени *N. margaritae*.

Суммируя сказанное, можно сделать следующие выводы:

1) На востоке Тетиса появление ябеин и лепидолин приурочено к зоне *N. margaritae* в разрезе стратотипа последней.

2) В более западных районах ябеины появляются позже, но в слоях, коррелируемых с зоной *N. margaritae* Японии, начинают встречаться другие роды, типичные для мидийского яруса. Некоторые из них проходят и в более высокие части разреза – в джультинский и дорашамский ярусы. Аналогичная картина наблюдается и у мелких фораминифер.

3) Обновление фораминиферовых сообществ связано с широкой трансгрессией.

4) События как абиотические, так и биотические в начале времени *N. margaritae* более значимы, чем его конца. Поэтому при выборе нижней границы мидийского яруса предпочтительнее связывать ее с основанием соответствующей зоны.

5) Принятие такого варианта границы не влечет за собой пересмотра первоначального определения мидийского яруса как слоев, отвечающих генозоне *Yabeina-Lepidolina*, поскольку впервые эти роды появляются в основании зоны *N. margaritae*, причем в ее стратотипе. К основанию этой зоны приурочено появление большинства других характерных мидийских родов, перечисленных в первоначальной дефиниции мидийского яруса.

6) Такой вариант хорошо согласуется со стратотипом яруса, которым назван интервал разреза

перми Закавказья, охватывающий арпинскую и хачикскую свиты. Действительно, к основанию арпинской свиты приурочены находки *Yangchienia thompsoni*, *Sumatrina annae*, *Verbeekina*, *Chusenella*, *Pseudofusulina*, а также первых *Kahlerina*, *Minojapanella* (*Wutuella*), *Codonofusiella*, *Dunbarula*, *Reichelina*. Здесь же появляются такие мидийские мелкие фораминиферы, как *Abadehella*, *Neoendothya*, *Dagmarita*, *Pseudolangella*, *Partisania* (Левен, 1975б; Котляр и др., 1989). Как можно видеть, все эти роды и виды, характерны также и для слоев, относимых к зоне *N. margaritae*.

7) По фузулинидам невозможно назвать какой-то единственный критерий проведения и трассирования границы между мургабским и мидийскими ярусами в каком бы варианте ее не принимать. Можно говорить лишь о серии взаимозаменяемых признаков, в числе которых будут: первое появление (не в отдельно взятом разрезе, а вообще) ябеин и лепидолин; появление афганелл, достигших уровня развития *Afghanella robbinsae* и *A. tumida*; появление суматрин типа (*Sumatrina annae* и *S. fusiformis*); появление неошвагерин уровня развития *Neoschwagerina haydeni* (s. s.), *N. craticulifera* (s. s.), *N. occidentalis*; первое появление калерин, рейхелин, сихотенелл, ланчитесов.

Все эти признаки определяют нижнюю границу мидийского яруса в том варианте, когда она совпадает с основанием слоев, относимых к зоне *N. margaritae*. В настоящее время трудно назвать лимитотип этого варианта границы. Наиболее перспективными в этом отношении являются разрезы Южного Китая. Более высокий вариант границы менее выразителен и может рассматриваться только на видовом уровне.

Следует подчеркнуть, что мидийский ярус выделен из состава мургабского. К нему отошла та часть последнего, которая у Миклухо-Маклая не получила достаточно четкой характеристики. Поэтому в современной шкале объем мургабского яруса уступает тому, который представлялся (но не был убедительно обоснован) его автору. В соответствии с формальными правилами стратиграфической номенклатуры, возможно, следовало бы при установлении мидийского яруса то, что осталось от мургабского, выделить в новый ярус с новым названием. Однако в свое время этого не было сделано. Сейчас же вряд ли целесообразно что-то менять, поскольку название “мургабский” прочно укоренилось в литературе применительно к неошвагериновым слоям, подстилающим слой с ябеинами и лепидолинами.

*Верхняя граница мидийского яруса.* При выделении мидийского яруса его граница в типовых разрезах Закавказья была проведена в основании зоны *Araxoceras latum* с включением в нее брахиоподовых слоев с *Araxilevis* (Левен, 1980). Такое ее

**Таблица 3.** Положение зоны *L. kumaensis* в корреляционных схемах разных авторов

| Аммоноидеи                 | Конодонты   | Котляр и др., 1989 | Котляр и др., 1983 | Toriyama, 1973 |
|----------------------------|---|--------------------|--------------------|----------------|
| Aгахосегаз,                | <i>C. leveni</i>  |                    |                    | L. k.          |
| Еоагахосегаз<br>Роадоцераз | <i>C. assimetrica</i><br><i>C. dukouensis</i><br><i>C. postbitteri</i>                            |                    | L. k.              |                |
| Тиморитес                  | <i>M. granti</i><br><i>M. xuanhanensis</i><br><i>M. praexuanhanensis</i><br><i>M. altudaensis</i> | L. k.              |                    |                |

положение примерно отвечало первоначальному определению нижней границы джюльфинского яруса, которая была установлена в основании аммонитовых слоев (слоев с “*Prototoceras*”) джюльфинского разреза (Schenck et al., 1941). Несколько иную интерпретацию граница получила в коллективной монографии “Развитие и смена морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя” (1965). Она была опущена до подошвы так называемых слоев с *Codonofusiella* (чанахчинских) на том основании, что здесь исчезают все швагериниды и неошвагериниды. Эта точка зрения в последние годы поддерживается Г.В. Котляр (Котляр и др., 1989). Основной довод остается тем же. Кроме того, отмечается появление в чанахчинских слоях *Araxilevis* и первых аммоноидей семейства *Aгахосегазидеае*. В качестве дополнительного аргумента приводится соответствие этого варианта границы границе между формациями Маокоу и Уцзяпин южнокитайских разрезов, где также исчезают все швагериниды и неошвагериниды и появляются первые араксосегазиды.

В последние годы к решению рассматриваемой проблемы привлекаются конодонты. По данным Х. Коцура (Коцур и др., 1978), граница мидийского и джюльфинского ярусов в ее первоначальном варианте почти совпадает с основанием зоны *Clarkina leveni*, хорошо прослеживаемой во многих разрезах Тетиса. В южнокитайских разрезах эта зона располагается в средней части формации Уцзяпин. Поэтому китайские специалисты вместо джюльфинского предпочитают выделять более крупный по объему уцзяпинский ярус, проводя его нижнюю границу в подошве зоны *Clarkina postbitteri* (Jin Yugan et al., 1994a, b). Однако представления о таксономии конодонтов и конодонтовой зональности в рассматриваемом отрезке пермского разреза еще не устоялись, что видно из сравнения различных публикаций (Jin Yugan et al., 1994a, b; Kozur, 1994; Mei Shilong et al., 1994). Поэтому, если ориентироваться только на конодонты, в качестве нижней границы джюльфинского

яруса пока что предпочтительнее основание хорошо прослеживаемой и однозначно понимаемой зоны *C. leveni*.

Трудности в определении границы мидийского и джюльфинского ярусов в значительной степени обусловлены тем, что первая из них изначально устанавливалась по фузулинидам, а вторая по аммоноидеям. Разная фациальная приуроченность этих групп фауны не позволяет пока получить однозначного ответа на вопрос: с каким событием в развитии аммоноидей (а также брахиопод и конодонтов) совпадает момент вымирания швагеринид и неошвагеринид, с которым связывается верхняя граница мидийского яруса? Иначе говоря, чему в аммонитовой и конодонтовой зональных шкалах отвечает зона *L. kumaensis* – верхняя в этом ярусе? Имеются несколько точек зрения (табл. 3).

Большинство аргументов в пользу того или иного варианта носит косвенный характер, и потому основанные на них выводы неоднозначны и не очень убедительны. Лишь в трех случаях о положении зоны *L. kumaensis* по отношению к конодонтовым и аммоноидным зонам можно говорить конкретно.

Об одном из них уже упоминалось при характеристике зоны *L. kumaensis*. Речь идет о разрезе в провинции Сычуань на юге Китая, описанном Руи Линем (Rui Lin, 1983). Определив *L. kumaensis* из средней части формации Маокоу, он сделал вывод о соответствии рассматриваемой зоны всей верхней половине названной формации. Из этого в свою очередь следовало, что конодонтовые зоны *C. postbitteri*, *C. dukouensis* и *C. assimetrica*, выделяемые в основании формации Уцзяпин и коррелируемые с конодофузиелловыми (чанахчинскими) слоями Закавказья, занимают более высокое положение в разрезе.

Эти данные использованы в специальной статье Г.В. Котляр (Kotlyar, 1994) для обоснования положения зоны *L. kumaensis* в тетической шкале. Однако, как уже было сказано, определения Руи Линя некорректны. Описанные им формы более примитивны, чем *L. kumaensis*, и содержащие их слои вряд ли моложе нижнемидийских. Такому заключению не противоречат фузулиниды, найденные в верхних 100 м разреза и датированные не точнее, чем просто мидийские. Что же касается зоны *L. kumaensis*, то она с равной степенью вероятности может отвечать самым верхам формации Маокоу, основанию вышележащей формации Уцзяпин или выпадать из разреза, поскольку последняя залегает несогласно.

Вторым фактом, на который опирается Г.В. Котляр, обосновывая доуцзяпинский возраст зоны *L. kumaensis*, являются находки в верхах чандалазского горизонта Приморья вместе с типичным комплексом фузулинид таких конодонтов, как *Mesogondolella postserata*, *Clarkina bitteri*,

*C. rosenkrantzi*, *C. denticulata* и *C. wilcoxi*. Однако лишь первый из перечисленных видов, по-видимому, можно считать определенно доуцзяпинским. *C. bitteri* имеет широкое стратиграфическое распространение вплоть до зоны *C. leveni*. Для нижней части этой зоны, по Коцуру (Kozur, 1994), характерна *C. rosenkrantzi*, хотя возникает эта форма, видимо, раньше. По данным Б.Р. Вардлоу и Меи Шилонга (Wardlaw, Mei Shilong, 1994), *C. wilcoxi* появляется в основании зоны *Merrilina divergens* вблизи кровли формации Ворд Техаса. Однако, по Коцуру, эта зона отвечает нижней части зоны *C. leveni*. Такая противоречивость в конодонтовых датировках не дает оснований для того, чтобы по ним делать какие-то окончательные выводы. Для этого, очевидно, нужны дополнительные данные.

Наконец, о положении зоны *L. kumaensis* по отношению к аммонитовым зонам можно судить по разрезам гор Китаками в Японии. Слои с *L. kumaensis* выделяются здесь в верхней части известняков Иваидзаки (Ishii et al., 1975). Выше в формации Тоёма обнаружены аммоноидеи, в числе которых *Aгахосерас* – род типичный для нижней половины джюльфинского (s. s.) яруса. Остальные роды (*Prototoceras*, *Stacheoceras*, *Cyclolobus*) могут встречаться как в джюльфинских, так и в несколько более древних слоях. Эти данные позволяют с полной определенностью говорить лишь о доджюльфинском возрасте слоев с *L. kumaensis*, если начинать этот ярус с зоны *Aгахосерас*. При этом они могут отвечать аммонитовым зонам, выделяемым в нижней половине формации Уцзяпин Китая, или быть чуть более древними. Следует также иметь в виду, что взаимоотношения слоев, содержащих фузулинид и аммоноидей, в рассматриваемых разрезах не совсем ясные и не исключено, что они тектонические.

Приведенные выше данные при непредвзятом к ним отношении не позволяют безоговорочно принимать доуцзяпинский возраст зоны *L. kumaensis* и допускают ее соответствие нижней части формации Уцзяпин Китая и слоям с *Codonofusiella* Закавказья. В этой связи заслуживают внимания появившиеся недавно данные о находках типично джюльфинских конодонтов в верхах формации Варгал (слои Калабаг), по брахиоподам и мелким фораминиферам традиционно параллелизуемым с зоной *L. kumaensis* (Jin Yugan et al., 1994a; Wardlaw, Pogue, 1995). Если эти данные подтвердятся и если корреляция слоев Калабаг с зоной *L. kumaensis* не ошибочна, то последняя, как это предполагал Р. Торияма (Toriyama, 1973), будет охватывать не только нижнюю, но и среднюю части формации Уцзяпин, отвечающую зоне *Aгахосерас latum* в разрезе джюльфинского яруса Закавказья.

Оценивая все сказанное применительно к проблеме верхней границы мидийского яруса, можно заключить следующее:

1) Поскольку по фузулинидам зону *L. kumaensis* невозможно отрывать от подстилающих отложений, она должна рассматриваться в составе мидийского яруса.

2) Верхняя граница этого яруса, соответственно, пройдет в кровле зоны. Она будет совпадать с основанием конодофузиелловых слоев Закавказья и подошвой формации Уцзяпин Китая или с основанием аммоноидной зоны *Aгахосерас* и конодонтовой зоны *C. leveni* в зависимости от того, как решится вопрос о соотношении зоны *L. kumaensis* и зон аммоноидной и конодонтовой шкал. До этого она должна оставаться на том уровне, на котором утверждена МСК, то есть в основании зоны *Aгахосерас*. Наблюдаемое в ряде разрезов, в том числе в типовых разрезах Закавказья, более раннее исчезновение швагеринид и неошвагеринид может быть связано с изменениями фациальных условий.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 94-05-16829-а.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дуткевич Г.А. Новый вид ябеин из верхнепермских отложений Юго-Восточного Памира // Палеонтол. журн. 1967. № 1. С. 18–21.
- Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кочиркевич Б.В. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Джюльфинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1983. 200 с.
- Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кропачева Г.С. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Мидийский ярус СССР. Л.: Наука, 1989. 182 с.
- Коцур Х., Левен Э.Я., Лозовский В.Р., Пятакова М.В. Расчленение по конодонтам пограничных слоев перми и триаса Закавказья // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геологии. 1978. Т. 53. № 5. С. 15–24.
- Левен Э.Я. О филогении высших фузулинид и расчленении верхнепермских отложений Тетиса // Вопросы микропалеонтол. 1963. Вып. 7. С. 57–70.
- Левен Э.Я. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 167. М.: Наука, 1967. 224 с.
- Левен Э.Я. Ярусная шкала пермских отложений Тетиса // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геологии. 1975а. Т. 50. № 1. С. 5–21.
- Левен Э.Я. Стратиграфия пермских отложений Закавказья // Сов. геология. 1975б. № 1. С. 96–100.
- Левен Э.Я. Объяснительная записка к стратиграфической шкале пермских отложений области Тетис. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 51 с.
- Левен Э.Я. Род *Cancellina* Hayden и его положение в системе высших фузулинид // Вопросы микропалеонтол. 1982. Вып. 25. С. 40–51.

- Левен Э.Я.* Главные события пермской истории области Тетис и фузулиниды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993а. Т. 1. № 1. С. 59–75.
- Левен Э.Я.* Филогения суматринид и вопросы зонального расчленения мургабского и мидийского ярусов перми // Палеонтол. журн. 1993б. № 3. С. 23–29.
- Миклухо-Маклай А.Д.* О ярусном делении морских пермских отложений южных районов СССР // Докл. АН СССР. 1958. Т. 120. № 1. С. 175–178.
- Миклухо-Маклай А.Д.* Верхний палеозой Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. С. 1–328.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. Вып. 19. С. 50–52.
- Развитие и смена морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя // Тр. ПИН АН СССР. Т. 108. М.: Наука, 1965. С. 1–430.
- Altiner D.* Upper Permian foraminiferal biostratigraphy in some localities of the Taurus Belt. Geol. of the Taurus Belt. Intern. Symp. 26–29 September, Ankara, Turkey. Ed. O. Tekeli, C. Goncuoglu. 1984. MTA, Ankara. P. 255–268.
- Baud A., Marcoux J., Guiraud R., Ricou L.-E., Gaetani M.* Late Murgabian (266–264 Ma) // Atlas Tethys palaeoenvironmental maps / Dercourt J., Ricou L.L., Vrielynck B. (eds.). Paris, 1993. P. 1–12.
- Depprat J.* Étude des Fusulinidés de Chine et d'Indochine et classification des calcaires à fusulines (2 memoire): Les Fusulinidés des carbonifériens et permien du Tonkin, du Laos et du Nord Annam // Mem. Serv. Geol. Indochine. 1913. V. 2, fasc. 1. P. 1–74.
- Depprat J.* Étude des Fusulinidés du Japon, de Chine et d'Indochine et classification des calcaires à fusulines (3 memoir): Étude comparative des Fusulinidés d'Akasaka (Japan) et des Fusulinidés de Chine et d'Indochine // Ibid. 1914. V. 3, fasc. 1. P. 1–45.
- Gemmellaro G.G.* La fauna dei calcari con Fusulina della valle del fiume Sosio (nella provincia di Palermo) // Giorn. Sci. Natur. econ. 1887. V. 19. P. 1–106.
- Hanzawa S., Murata M.* The paleontological and stratigraphical considerations on the Neoschwagerininae and Verbeekinae with the description of some fusulinid foraminifera from the Kitakami Massif, Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. Geology. 1963. V. 35. P. 1–31.
- Honjo S.* Neoschwagerinids from the Akasaka Limestone (A paleontological study of the Akasaka Limestone, 1st report) // J. Fasc. Sci., Hokkaido Univ. 1959. V. 10. № 1. P. 11–161.
- Ingavat R., Toriyama R., Pitakpaivan K.* Fusuline zonation and faunal characteristics of the Ratburi Limestone in Thailand and its equivalents in Malaysia // Geol. Palaeontol. S. Asia. Symposium, Tsukuba '78. 1980. V. 21. Univ. Tokyo Press. P. 43–62.
- Iranian-Japanese Research Group.* The Permian and the Lower Triassic Systems in Abadeh Region, Central Iran // Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ. Geol., Mineral. 1981. V. 47. № 2. P. 61–133.
- Ishii K.* On some fusulinids and other foraminifera from the Permian of Pahang, Malaya // J. Geosciences. Osaka City Univ. 1966. V. 9. Art. 4-V. P. 131–142.
- Ishii K., Kato M., Nakamura K.* Permian limestones of West Cambodia. Lithofacies and biofacies // Paleont. Soc. Japan. Spec. Papers. 1969. № 14. P. 41–55.
- Ishii K., Okimura Y., Nakazawa K.* On the genus Colaniella and its biostratigraphic significance // J. Geosciences, Osaka City Univ. 1975. V. 19. Art. 6. P. 107–129.
- Jin Yugan, Glenister B.F., Kotlyar G.V., Sheng Jinzhang.* An Operational Scheme of Permian chronostratigraphy // Palaeoworld, 4. V. 1. 1994a. Nanjing Univ. Press. P. 1–13.
- Jin Yugan, Zhu Zili, Mei Shilong.* The Maokouan–Lopingian boundary sequences in South China // Palaeoworld 4. V. 1. 1994b. Nanjing Univ. Press. P. 138–152.
- Kobayashi F.* Middle Permian foraminifers of the Gozenyama Formation, Southern Kwanto Mountains, Japan // Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo. 1986. Ser. C. V. 12. № 4. P. 131–163.
- Kochansky-Devidé V.* Die Fusuliniden Foraminiferen aus dem Karbon und Perm im Velebit und der Lika (Kroatien). Mittleres und Oberes Perm // Jugosl. Acad. Zn. i Um. Acta geol. 1965. V. 5. P. 101–148.
- Kotlyar G.V.* The Lepidolina kumaensis zone and its position in the Tethyan Stratigraphic Scale // Permophiles. A Newsletter of SCPS. 1994. № 24. P. 26–28.
- Kozur H.* Permian pelagic and shallow-water conodont zonation // Permophiles. A Newsletter of SCPS. 1994. № 24. P. 16–20.
- Leven E.Ja.* Main events of Tethyan Permian history and Fusulinids // Permophiles. A Newsletter of SCPS. 1992. № 20. P. 23–25.
- Leven E.Ja.* Permian (stratigraphy and fusulinids) of Afghanistan // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper (in press).
- Lys M.* Carboniferous and Permian marine deposits in Southern Tunisia – Micropaleontology (foraminifera) and paleobiogeography // Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf.-Aquitaine. 1988a. V. 12. № 2. P. 601–659.
- Lys M.* Biostratigraphie du Carbonifere et du Permien en Mesogee (Espagne, Afrique du Nord, Regions Egeennes, Proche-Orient). Etudes micropaleontologiques (Foraminifères), paleobiogeographie. Thèse. Univ. de Paris-Sud, Centre d'Orsay. 1988b. P. 1–239.
- Lys M., Lapparent A.F.* Foraminifères microphacies du Permian de l'Afghanistan Central // Notes et Memories sur le Moyen-Orient. 1971. V. 12. Pt. 1. P. 49–133.
- Mei Shilong, Jin Yugan, Wardlaw B.R.* Zonation of conodonts from the Maokouan–Wuchiapingian boundary strata, South China // Palaeoworlds 4. 1994. V. 1. Nanjing University Press. P. 225–233.
- Morikawa R.* Fusulinids from the Akasaka limestone (Part 1) // Sci. Rep. Saitama Univ. 1958. Ser. B. V. 31. № 1. P. 93–130.
- Morikawa R., Suzuki S.* Fusulinids from the Akasaka limestone (Part 2) // Sci. Rep. Saitama Univ. 1961. Ser. B. V. 4. № 1. P. 43–74.
- Nakazawa K.* Correlation of the marine Upper Permian of Tethys. XI-e Congres International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere Beijing, 1987. Compte Rendu 2. Nanjing, 1989. P. 229–234.
- Nakazawa K., Kapoor H.M., Ishii K. et al.* The Upper Permian and Lower Triassic in Kashmir, India // Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. and Mineral. 1975. V. 42. № 1. P. 1–106.
- Nogami Y.* Permische Fusuliniden aus dem Atetsu-Plateau Sudwest Japans. Teil 1 // Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. Geol., Mineral. 1961. Ser. B. V. 27. № 3. P. 159–249.
- Nogami Y.* Permische Fusuliniden aus dem Atetsu-Plateau Sudwest Japans. Teil 2 // Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. Geol., Mineral. 1961. Ser. B. V. 28. № 2. P. 159–243.

- Ozawa T.* Notes on the phylogeny and classification of the superfamily Verbeekinoidea // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. 1970. Ser. D. Geology. V. 20. № 1. P. 17–58.
- Ozawa T.* Evolution of *Lepidolina multiseptata* (Permian foraminifer) in East Asia // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. 1975. Ser. D. V. 23. № 2. P. 117–164.
- Ozawa Y.* Stratigraphical studies of the Fusuline limestone of Akasaka, Province of Mino // J. Coll. Sci. Imperial Univ. Tokyo. 1927. V. 2. № 3. P. 121–164.
- Pakistan-Japanese Research Group.* Permian and Triassic Systems in the Salt Range and Surghar Range // The Tethys. Nakazawa K. and Dickins J.M. (eds.). 1985. Tokai University Press. P. 221–317.
- Ross Ch.A.* New species of Schwagerina and Yabeina (Fusulinacea) of Wordian age (Permian) from Northwestern British Columbia // GSC Bull. 197: Contributions to Canadian Paleontology published by Department of Energy, Mines and Resources. Ottawa, Canada. 1971. P. 95–106.
- Rui Lin.* On the *Lepidolina kumaensis* fusulinacean fauna // Bull. Nanjing Inst. Geol. Palaeont. Acad. Sinica. 1983. № 6. P. 249–270.
- Schenck H., Hedberg C., Tomplinson J. et al.* Stratigraphic nomenclature // Bull. Amer. Asso. Petrol. Geol. 1941. № 225. P. 2195–2211.
- Sheng J.S.* Permian fusulinids of Kwangsi, Kueichow and Szechuan // Palaeontologia Sinica. N. S. B. 1963. V. 149. № 10. P. 1–247.
- Sheng J.S., Jin Yugan.* Correlation of Permian deposits in China // Palaeoworld 4. 1994. V. 1. Nanjing University Press. P. 14–113.
- Siehl A.* Zur Stratigraphie und Palaeogeographie des Perm in Afghanistan // Geol. Rundschau. 1967. Bd 56. № 3. P. 795–818.
- Skinner J.W.* Permian foraminifera from Turkey // Univ. Kansas Paleontol. Contrib. 1969. Pap. 36. P. 1–14.
- Skinner J.W., Wilde G.L.* Permian fusulinids from Sicily // Univ. of Kansas. Paleontol. Contrib. 1966. Pap. 8. P. 1–16.
- Skinner J.W., Wilde G.L.* Permian foraminifera from Tunisia // Univ. of Kansas. Paleontol. Contrib. 1967. Pap. 30. P. 1–22.
- Tien N.D.* Etude micropaleontologique (Foraminiferes) de materiaux du Permien du Cambodge. These // Univ. de Paris Sud. Centre d'Orsay. 1979. P. 1–167.
- Toriyama R.* Geology of Akiyoshi. Part 1 // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. 1954. V. 4. № 1. P. 29–97.
- Toriyama R.* Geology of Akiyoshi Part 3. Fusulinids of Akiyoshi // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. 1958. V. 7. № 7. P. 1–276.
- Toriyama R.* Upper Permian fusulinan zones // The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary. Logan A., Hills L.V. (eds). Canad. Soc. Petrol. Geologists. 1973. Mem. 2. P. 498–512.
- Toriyama R.* Summary of the fusuline faunas in Thailand and Malaysia / Kobayashi T., Toriyama R., Hashimoto W. (eds). Geol. and Palaeontol. Southeast Asia. 1984. V. 25. P. 137–146.
- Toriyama R., Hamada T., Igo H., Ingavat R. et al.* The Carboniferous and permian Systems in Thailand and Malaysia / Kobayashi T., Toriyama R. (eds). Geol. and Palaeontol. Southeast Asia. 1975. V. 15. P. 39–75.
- Vachard D.* Tethys et Gondwana au Paleozoique Superieur les donnees Afghanes. These // Docum. et Trav. IGAL. Paris. 1980. № 2. P. 1–463.
- Vachard D., Ferrière J.* Une association a Yabeina (Foraminifere Fusulinoide) dans le Midien (Permien superieur) de la region de Whangoroa (Baie d'Orua, Nouvelle-Zelande) // Rev. Micropaléontol. 1991. V. 34. № 3. P. 201–230.
- Vachard D., Razgallah S.* Discussion sur l'age Murgabien ou Midien des series Permienes du Jebel Tebaga (Sud de la Tunisie) // Riv. Ital. Paleontol. Strat. 1993. V. 99. № 3. P. 327–356.
- Wardlaw B.R., Mei Shilond.* Succession of conodont zones from the Permian "Kuhfeng" Formation, Xuanhan, Sichuan and its implication in global correlation // Acta Palaeontol. Sinica. 1994. V. 33. № 1. P. 1–23.
- Wardlaw B.R., Pogue K.R.* The Permian of Pakistan // The Permian of Northern Pangea. Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer D.S. (eds). 1995. Berlin. P. 215–224.
- Xiao W., Zhang L., Wang H., Dong W.* Early Permian stratigraphy and faunas in Southern Guizhou // Peoples Publishing Hous. Guizhou, 1986. P. 1–364.
- Zhang Zuqi.* The Permian System in South China // Newsl. Stratigr. 1984. V. 13. № 3. P. 156–174.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 56(11):551.781(571.66)

## ПАЛЕОГЕН ПОЛУОСТРОВА УТХОЛОКСКОГО (ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА)

© 1996 г. Л. И. Фотьянова\*, М. Я. Серова\*, Ф. Д. Левин\*\*, Н. П. Маслова\*

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

\*\* Космоаэрогеологическая экспедиция № 3 "Аэрогеология", 117292 Москва, ул. Кржижановского, 5, Россия

Поступила в редакцию 10.04.95 г., получена после доработки 14.02.96 г.

Статья посвящена биостратиграфии разнофациальных (морских, континентальных, вулканогенных) палеогеновых толщ п-ва Утхолокского, расположенного в Тигильском стратотипическом районе Западной Камчатки, на основе фораминифер и ископаемых растений. Установлено, что "свита мыса Зубчатого" объединяет разновозрастные (маастрихтские, верхнеэоценовые) отложения. Показано несогласное, с перерывом взаимоотношение вулканитов с перекрывающей континентальной толщей. Палеонтологическими данными доказано существование перерывов: на рубеже мела и палеогена (м. Овра, гора Увуч), в позднем палеоцене–среднем эоцене (гора Увуч). Показана невалидность улэвенейской серии, поскольку ее нижняя часть ("свита мыса Зубчатого") по палеоботаническим данным имеет более молодой (позднеэоценовый) возраст, чем верхняя часть ("сосопханская" свита, ранний палеоцен). Показана невозможность использования "датского" комплекса растений стратотипа свиты мыса Зубчатого в унифицированной схеме Западной Камчатки, поскольку она имеет позднеэоценовый возраст.

**Ключевые слова.** Фораминиферы, флора, биостратиграфия, палеоген, Западная Камчатка.

С разрезами п-ва Утхолокского и примыкающего к нему бассейна р. Снатол связана одна из принципиальных на сегодня проблем стратиграфии палеогена Западной Камчатки. Она заключается в том, какие местные и региональные (унифицированные) подразделения надлежит использовать при стратиграфических построениях в Тигильском стратотипическом районе: подразделения, принятые на 2-м Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Петропавловске-Камчатском, 1974 г. (снизу вверх: хулгунская, напанская, снатольская свиты и одноименные горизонты тигильской серии; ковачинский горизонт ковачинской серии; Решения..., 1982), или

предложенное Е.П. Кленовым (1961) деление на хулгунскую и пхынскую свиты улэвенейской серии и снатольскую и ковачинскую свиты камаквэемской серии. Первая схема была принята, исходя из концепции непрерывного осадконакопления в палеогене, а вторая предполагала существование крупного перерыва внутри палеогена. Представления Е.П. Кленова с некоторыми изменениями в настоящее время принимает группа исследователей (Гладенков и др., 1985; Гладенков и др., 1989; Эоцен..., 1991).

Разрезы п-ва Утхолокского (рис. 1) представлены в сокращенных мощностях и своеобразных,



**Рис. 1.** Схема расположения основных разрезов п-ва Утхолокского.

1 – устье р. Утхолок; 2 – мыс Южный–устье р. Утхолок; 3–5.0–6.0 км южнее мыса Зубчатого; 4 – бухта к югу от мыса Зубчатого; 5 – бухта к северу от мыса Зубчатого; 6 – мыс Утхолокский; 7 – мыс Овра; 8 – гора Увуч.

преимущественно песчаноконгломератовых фациях, что связано с близостью мелового фундамента. Обилие эффузивных образований, многочисленные разрывные нарушения существенно затрудняют изучение стратиграфии палеогена полуострова. Однако почти все разрезы обладают большой насыщенностью палеонтологическим материалом, легко доступны для изучения и поэтому издавна привлекали внимание исследователей.

Во всех разрезах полуострова вулканогенные толщи сопряжены с континентальными образованиями, возраст которых, а соответственно и возраст вулканитов, является в последнее время предметом дискуссий. Так, перекрывающие вулканиты нормальноосадочные отложения Л.Ю. Буданцев (1989) относит к напанской свите тигильской серии, возраст которой трактовался неоднозначно, а в последнее время установлен как поздний палеоцен–ранний эоцен. Эти же отложения А.И. Челебаева и А.Е. Шанцер (1988) включили во вновь выделенную свиту мыса Зубчатого датского возраста, рассматривая ее как нижний член улэвенейской серии Е.П. Кленова (1961). Один из разрезов полуострова (мыс Овра) послужил для обоснования концепции существования длительного стратиграфического перерыва внутри эоцена (Гладенков и др., 1985; Эоцен..., 1991). Перерыв рассматривается этими исследователями как региональный или межрегиональный и охватывает интервал времени от конца раннего до начала среднего эоцена (Челебаева, Братцева, 1985).

С наличием перерыва внутри тигильской серии Западной Камчатки связано отрицание ее валидности. Она была заменена улэвенейской серией (Гладенков и др., 1989) в новом объеме и включила две новые свиты (снизу вверх): мыса Зубчатого и сосопханскую (Челебаева, Шанцер, 1988).

Учитывая разноречивые точки зрения на строение отдельных разрезов полуострова, Л.И. Фотьяновой и Н.П. Масловой в 1989–1990 гг. были проведены целенаправленные полевые работы по изучению всех (за исключением разреза 3) береговых разрезов полуострова (рис. 1 и 2). Геологом Ф.Д. Левиным была закартирована территория, в которую вошли разрезы 2 и 3 и южная часть разреза 4 (рис. 2). Из всех изученных разрезов были собраны послойно палеоботанические материалы и образцы на микрофауну. Палеоботанические материалы обработаны Л.И. Фотьяновой и Н.П. Масловой. Фораминиферы изучены М.Я. Серовой из разрезов горы Увуч (по полевым сборам М.Я. Серовой, 1958 г.) и мыса Овра (по сборам Л.И. Фотьяновой и Н.П. Масловой).

Проведенные исследования показали, что наибольший интерес представляет собой группа изолированных разрезов (рис. 2, разрезы 2–5), расположенных у мыса Зубчатый и устья р. Утхолок

юго-западной части полуострова. По данным геологического картирования эти разрезы принадлежат единой осадочной толще, образующей слабо асимметричную синклиналь северо-восточного простирания шириной около 4 км (рис. 2). Синклиналь характеризуется относительно пологим юго-восточным крылом (углы падения ( $24^{\circ}$ – $46^{\circ}$ ) с их увеличением вблизи осевой части до  $65^{\circ}$ ). В разрезе 4, формирующем северо-западное крыло синклинали, углы падения на крыле значительно круче ( $50^{\circ}$ – $70^{\circ}$ ) при их увеличении к ядру синклинали до  $75^{\circ}$ – $80^{\circ}$ . С юго-востока и северо-запада синклиналь ограничена двумя антиклиналями, в ядрах которых выходят породы вулканогенной толщи (рис. 2).

Вулканогенная толща представлена дифференцированными известково-щелочными субаэральными вулканитами: лавами, лавобрекчиями от базальтового до дацитового состава при преобладании андезитов, их крупнообломочными туфами, линзами валунных туфоконгломератов. Пирокластика и туфоконгломераты приурочены к верхней части разреза. Местами эффузии прорваны субвулканическими телами основного – среднего состава. На небольших участках по зонам мощностью 1–3 м и протяженностью 50–100 м породы гидротермально переработаны: окварцеваны, пиритизированы, карбонатизированы. Отмечаются отдельные маломощные кварцевые и кварц-карбонатные жилы. Мощность вулканогенного разреза в пределах участка (неполная) превышает 250 м.

Осадочная толща представлена переслаивающимися пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов, редко с линзами гравелитов и конгломератов. В целом, для осадочного разреза характерно циклическое строение с крайне невыдержанной мощностью отдельных циклов: от 0.5 до 100 м. Нижние части циклов сложены песчаниками, которые вверх по разрезу постепенно сменяются алевролитами, а те, в свою очередь, аргиллитами. В основании циклов иногда наблюдаются признаки размыва, а песчаники следующего цикла содержат неокатанные обломки алевролитов и аргиллитов предыдущего цикла. Мощность песчаных пачек колеблется от 1–2 м до первых десятков метров, а мощность пачек алевролитов и аргиллитов, обычно не превышает 10–15 м. При этом в основании разреза (на участках, расположенных вблизи эффузивов) преобладают песчаники, слагающие до 90% толщи. Подобная картина наблюдалась в районах мысов Южный и Зубчатый, где в песчаниках отмечены линзы гравелитов, а также средне- и крупногалечных конгломератов протяженностью до нескольких метров. В то же время в бухте, расположенной к югу от мыса Зубчатого, в разрезе доминируют аргиллиты и алевролиты. Все породы послойно обогащены растительным детритом, хотя мощность углистых

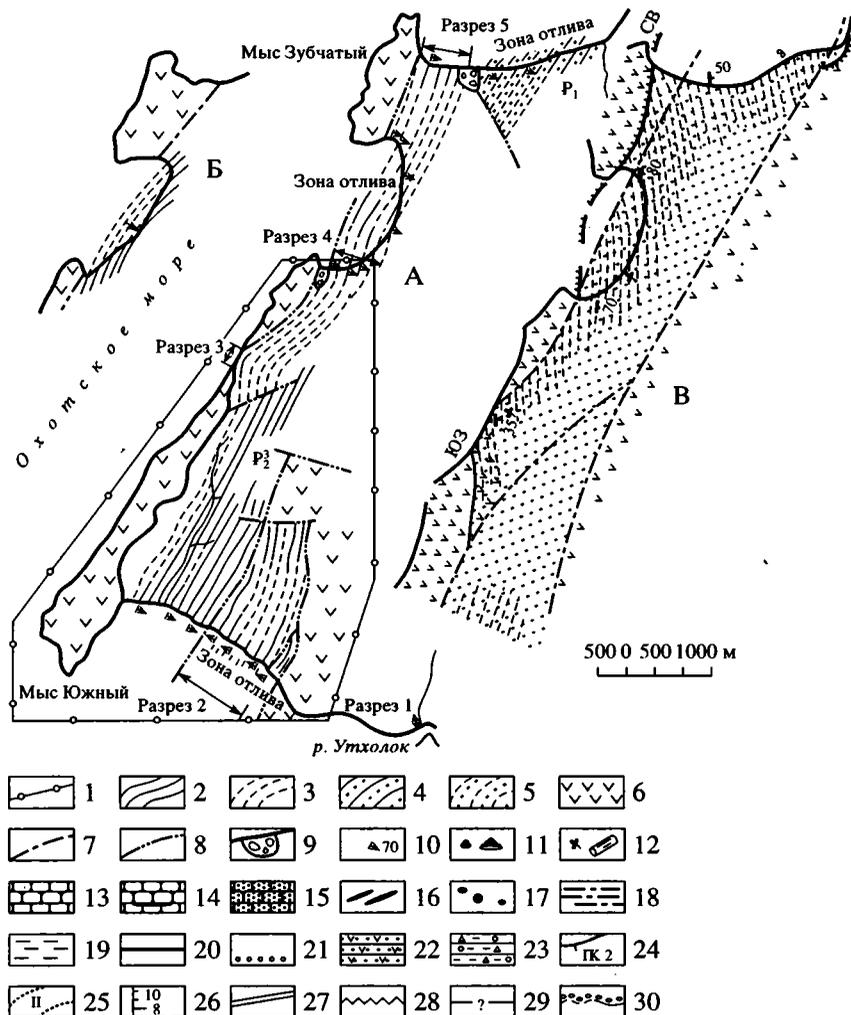


Рис. 2. Схема геологического строения юго-западной части п-ва Утхолокского.

А – по Ф.Д. Левину, Л.И. Фотьяновой, 1989, 1990; Б – по Н.М. Столбову, ВНИГРИ Санкт-Петербург, 1983 (публику-  
ется впервые); В – А.И. Челебаевой, А.Е. Шанцеру, 1988.

1 – территория, закартированная Ф.Д. Левиным (ПГО “Космоаэрогеология”, Москва, 1989); 2, 3 – свита мыса Зубча-  
того ( $P_2^3$ ). Простираение слоев: 2 – зафиксированное, 3 – предполагаемое; 4, 5 – толща нижнего? палеоцена ( $P_1$ ). Про-  
стираение слоев: 4 – зафиксированное, 5 – предполагаемое; 6 – вулканиты; 7 – ось синклинали между мысом Южным и  
устьем р. Утхолок; 8 – тектонические нарушения; 9 – крупные развалы пород (осыпи) в береговых разрезах; 10 – эле-  
менты залегания слоев; 11 – фораминиферы, гастроподы; 12 – отпечатки растений, стволы деревьев; 13 – песчаники  
разнозернистые; 14 – песчаники мелко-среднезернистые с линзами угля; 15 – песчаники кремнистые; 16 – конкреции  
известковистых песчаников; 17 – округлые конкреции известковистых песчаников; 18 – алевролиты; 19 – аргиллиты;  
20 – прослои угля; 21 – скопления гальки; 22 – окварцованные туфы основного состава; 23 – алевролиты со щебнем и  
галькой вулканитов (пролювий?); 24 – пикет и его номер; 25 – границы пачек и их номера в разрезе к югу от мыса Зуб-  
чатого; 26 – место отбора образцов на фораминиферы и их номера: короткая линия – фораминиферы отсутствуют,  
длинная – присутствуют; 27–30 – взаимоотношения между толщами: 27 – тектонический контакт, 28 – несогласное за-  
легание, 29 – взаимоотношения неясны, 30 – залегание с размывом и базальным конгломератом.

прослоев обычно не превышает 20–30 см. Мощ-  
ность осадочной толщи в пределах рассматривае-  
мой территории достигает, а возможно, и превы-  
шает 1300 м.

Взаимоотношения вулканитов и нормально-  
осадочной толщи наблюдалось Ф.Д. Левиным в  
разрезе 3 (рис. 1–3). В данном участке побережья  
протяженностью около 15 км установлено, что на

светло-серых туфах и лавобрекчиях вулканоген-  
ной толщи залегает тонкослойный пласт мощно-  
стью около 5 м. Пласт этот образован сильно  
дифференцированными по размеру неокатан-  
ными обломками алевролитов и аргиллитов, иногда  
передробленными до размерности алевролита (от  
сотых долей миллиметра до 1–2 см) и слабо сце-  
ментирован. Слоистость в нем возникает, в ос-

новном, за счет частого (через 1–5 см) чередования более крупнообломочных и более мелкообломочных разностей и за счет различного оттенка синеватого и зеленоватого алевритового материала. В слоях, содержащих наиболее крупные обломки алевритов и аргиллитов, наблюдаются единичные хорошо окатанные гальки окварцеванных туфов, идентичных туфам, подстилающим пласт. Элементы залегания отдельных слоев в пласте меняются от аз. пад.  $100^\circ \angle 45^\circ$  в его основании, где они соответствуют залеганию окварцеванных туфов, до аз. пад.  $0^\circ\text{--}30^\circ \angle 10\text{--}20^\circ$  – в прикровельной части пласта. В настоящее время пласт интенсивно эродируется, формируя делювиальный шлейф. На этом пласте с угловым несогласием (аз. пад.  $70^\circ\text{--}100^\circ \angle 60$ ) залегает толща хорошо литифицированных средне-крупнозернистых песчаников с линзами средне-крупногалечных конгломератов и углистыми прослоями.

Вышеописанный пласт рыхлых пород рассматривается нами в качестве древних пролювиальных отложений, образованных в период между формированием туфов и перекрывающих их песчаников. То, что этот период был достаточно длительным, доказывается также резким различием в степени гидротермальной проработки пород, подстилающих и перекрывающих пролювий: интенсивным окварцеванием туфов вулканогенной толщи, широким развитием среди них кварцевых прожилков при почти полном отсутствии гидротермальных изменений в песчаниках. Рассмотренный контакт в разрезе 3 является угловым несогласием и фиксирует значительный перерыв в осадконакоплении (рис. 3).

В бухте, расположенной южнее мыса Зубчатого, во время отлива моря обнажаются бровки крепких песчаных пород, позволивших Л.И. Фотьяновой проследить простираие континентальной толщи (рис. 2 и б). Такое прослеживание, подкрепленное элементами залегания пород в береговых обрывах бухты, позволяет утверждать, что выходы континентальной толщи в южной части бухты полого изгибаются и трассируются в северную часть бухты. Еще ранее, в 1983 г., аналогичное залегание пород откартировано геологом Н.М. Столбовым (ВНИГРИ, г. Санкт-Петербург). Его полевая зарисовка бухты была любезно предоставлена нам и впервые публикуется в данной работе (рис. 2, Б).

Иную интерпретацию строения разрезов 3–5 предложили А.И. Челебаева и А.Е. Шанцер (1988) (рис. 1 и 2). Этими исследователями разрез, расположенный южнее мыса Зубчатого (разрез 3 по нашей нумерации), рассматривается как базальная часть континентальной толщи. Она наращивается вверх разрезами 4 и 5 (по нашей нумерации) (рис. 2, В). Таким образом, упомянутые исследователи рассматривают континентальную

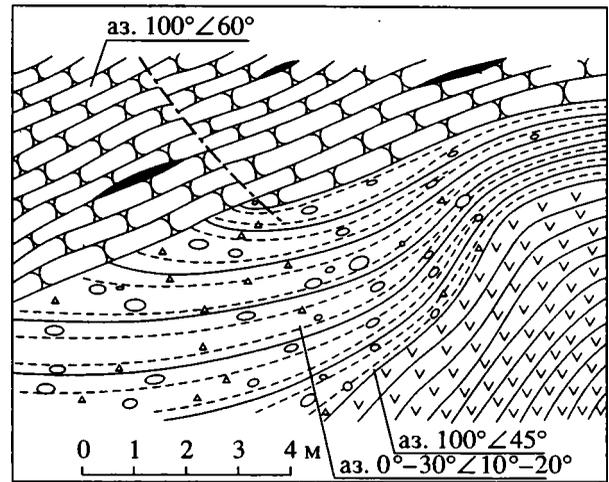


Рис. 3. Схема взаимоотношений свиты мыса Зубчатого и вулканитов и разрезе 3 (5,0–6,0 км южнее мыса Зубчатый). Составил Ф.Д. Левин, 1989. Условные обознач. см. на рис. 2.

толщю как моноклинальную с падением слоев на северо-восток. На ее основе была выделена новая свита мыса Зубчатого со стратотипом в разрезе 4. Описания и послойной палеоботанической характеристики стратотипа в работе А.И. Челебаевой и А.Е. Шанцера (1988) не приводится, дан только обобщенный список из двух разрезов: стратотипа (разрез 4) и разреза 3, удаленного от стратотипа на 2,0–3,0 км. На основании обобщенного флористического комплекса эти исследователи отнесли свиту мыса Зубчатого к данию (Челебаева, Шанцер, 1988).

Разрез 5, расположенный к северу от мыса Зубчатого (рис. 1 и 2, А), А.И. Челебаевой и А.Е. Шанцером (1988) практически весь относится к верхней части свиты мыса Зубчатого, а контакт с перекрывающими отложениями в нем не установлен.

Полученные нами данные позволяют утверждать, что только часть выходов пород в бухте к северу от мыса Зубчатого на протяжении береговой линии менее одного километра можно отнести к континентальной толще. Остальная часть разреза относится к морской толще (рис. 2, А). Она контактирует с континентальной толще по разлому северо-западного простираия, подтвержденного при дешифрировании аэрофотоснимков этой территории. На местности контакт выражен существованием протяженной вдоль берега крупноглыбовой осыпи и различной высотой береговых уступов (15–20 м – у континентального разреза и до 60–80 м – у морского). Различны и простираия этих двух толщ:  $10^\circ\text{--}20^\circ$  у континентальной и  $30^\circ\text{--}40^\circ$  – у морской.

Ниже приводится описание разрезов 2 и 4 с распределением в них ископаемых растений.

РАЗРЕЗ 2. БЕРЕГОВОЙ РАЗРЕЗ  
ЮГО-ВОСТОЧНОГО КРЫЛА  
АНТИКЛИНАЛИ МЕЖДУ МЫСОМ ЮЖНЫМ  
И УСТЬЕМ р. УТХОЛОК (рис. 1, 2, 4, 5)

Этот береговой разрез юго-восточного крыла антиклинали наиболее насыщен остатками растений. Они дисперсно рассеяны по всему разрезу, но в значительном количестве встречены лишь в слоях 5, 7 и 13 (рис. 4, 5). По всему разрезу встречаются фрагменты листьев *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Platanus* sp. Из хвойных обычна *Metasequoia occidentalis* (Heer) Miki. Первый, второй и четвертый комплексы установлены по растениям, собранным в береговом разрезе, а третий – из линзы аргиллитов, обнажающейся в приливо-отливной зоне только во время максимального отлива моря.

Слой 1. Песчаники зеленовато-серые, однородные, среднекрупнозернистые, тонкоплитчатые. Плитчатость обусловлена обильным растительным детритом по плоскостям слоистости. Содержат прослой серых массивных среднезернистых песчаников, алевролитов, углистых алевролитов, тонких прослоев угля. Мощность 38.0 м.

Слой 2. Ритмичное чередование песчаников, аналогичных описанным в слое 1, алевролитов темно-серых и углистых алевролитов, с тонкими (несколько см) прослоями угля. Мощность 67.0 м.

Слой 3. Песчаники, аналогичные слою 1, но содержащие обилие обуглившихся стеблей, располагающихся хаотически, не по плоскостям слоистости, единичны стволы деревьев. Мощность 29.0 м.

Слой 4. Песчаники серые, с поверхности выветривания кирпично-красные, мелкозернистые, однородные, кремнистые, очень крепкие. Мощность 13.0 м.

Слой 5. Песчаники, аналогичные слою 1, но еще более тонкослоистые, с прослоями кремнистого “кирпичного” песчаника. В верхней части слоя – отпечатки растений: *Platanus asymmetrica*<sup>1</sup> N. Maslova, *Acer arcticum* Heer (комплекс 1). Мощность 27.0 м.

Слой 6. Алевролиты крупнозернистые серого цвета, неяснослоистые, с редкими прослоями кремнистых “кирпичных” песчаников. Иногда по плоскостям слоистости – скопления гальки. Мощность 12.0 м.

Слой 7. Песчаники средне-мелкозернистые, светло-бурые с поверхности выветривания, серые на свежем сколе, тонкоплитчатые, плитчатость обусловлена пятнистыми скоплениями обуглившегося растительного детрита, с редкими прослоями кремнистых песчаников, алевролитов, углистых алевролитов, углей. Встречаются углефицированные остатки древесины. Обильны остатки растений: *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Platanus* cf. *integrifolia* N. Maslova, *Platanus* sp., *Cercidiphyllum eojaponicum* Endo emend. Tanai, *Betula* sp., *Pterocarya?* sp. nov., *Ulmus* sp. nov., *Acer arcticum* Heer, *Rhus* sp. nov., *Nyssidium* sp. (комплекс 2). Мощность 21.0 м.

Слой 8. Песчаник серый, крепкий. Мощность 9.5 м.

Слой 9. Песчаники, аналогичные слою 7, но с большим количеством алевролитов серых, однородных, крепких. Мощность 22.5 м.

Слой 10. Песчаники зеленовато-серые, крупнозернистые, массивные, однородные. В зоне отлива моря дают бровку. Мощность 6.5 м.

Слой 11. Чередование песчаников, аналогичных слою 7, алевролитов и темно-серых, почти черных аргиллитов. Мощность 17.0 м.

Слой 12. Песчаники серые с розовыми точечными включениями полевых шпатов, кремнистые, крепкие. Мощность 4.5 м.

Слой 13. Пачка тонкого чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых алевролитов, тонких прослоев углей. В линзе темно-серых, почти черных аргиллитов в приливо-отливной зоне обильны отпечатки растений: *Dryopteris* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Pinus* sp., *Pseudotsuga* sp., *Podocarpus* sp., *Metasequoia occidentalis* (Neub.) Chaney, *Metasequoia* sp. (шишка), *Glup-*

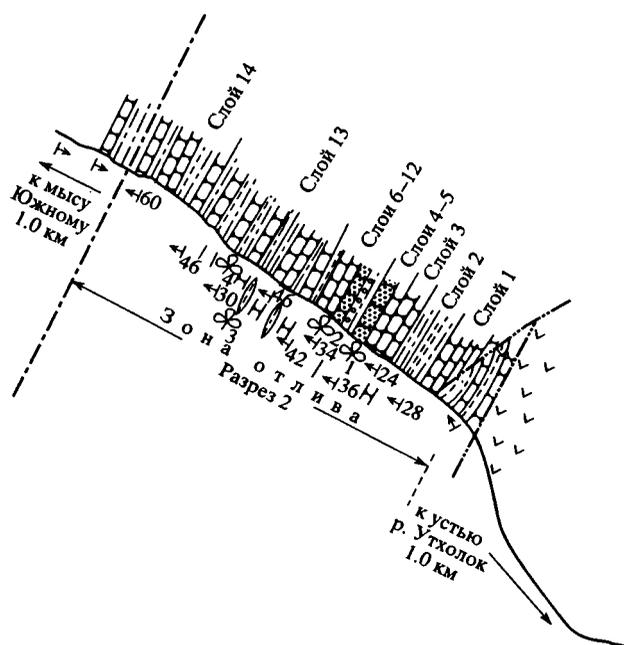


Рис. 4. Схема строения берегового разреза 2 между мысом Южным и устьем р. Утхолок. Условные обознач. см. на рис. 2.

<sup>1</sup> Возраст континентальной толщи в разрезе между мысом Южным и устьем р. Утхолок при выделении голотипа *Platanus asymmetrica* N. Maslova принимался как нижний палеоцен (Маслова, Фотьянова, 1990). В настоящей статье обосновывается верхнеэоценовый возраст свиты мыса Зубчатого.

tostrobus europaeus (Brongn.) Heer, Trochodendroides arctica (Heer) Berry morpha "cocculifolia", T. arctica (Heer) Berry morpha "cercidifolia", Magnolia sp., nov., Tetracentron? sp. nov., Hamamelis certa N. Maslova sp. nov. Disanthus sp., Platanus mabutii Oishi et Huzio-ka, Platanus asymmetrica N. Maslova, Platanus zhuravlevii Medjulianov, Broussonetia sp., Cercidiphyllum eojaponicum Endo emend. Tanai, Populus sp., Quercus sp. nov. (доминирует), Castanea sp., Fagopsis aff. undulata (Knowlt.) Wolfe et Wehr, Betula sp., Alnus cf. protophylloides Budants. et Golovneva, Alnus aff. mio-japinica Tanai, Alnus sp. (шишки), Pterocarya? sp. nov., Ulmus sp. nov., Tilia? sp., Eugenia? sp., Vitis sp., Acer arcticum Heer, Zizyphus sp., Celtis sp., Rhus sp., Vaccinium sp., Cordia japonica Tanai, Fraxinus sp. (комплекс 3). Десять морфотипов остались неопределенными до рода, из них три – с цельнокрайней листовой пластинкой. Среди последних присутствует предварительно определенный род Ficus.

Выше по разрезу в мелкозернистых плитчатых песчаниках определены: Pinus sp., Metasequoia occidentalis (Newb.) Chaney, Gluptostrobis europaeus (Brongn.) Heer, Trochodendroides arctica (Heer) Berry morpha "cocculifolia", Trochodendrocarpus sp., Liquidambar? sp., Hamamelis certa N. Maslova sp. nov., Platanus asymmetrica N. Maslova, Platanus sf. integrifolia N. Maslova, Cercidiphyllum eojaponicum Endo emend. Tanai, Populus sp., Betula sp., Pterocarya kamchatica (Krysht.) Cheleb., Rhus sp., Broussonetia sp., Nyssidium? sp., Trochodendrocarpus sp. (комплекс 4). Мощность 130.0 м.

Слой 14. Пачка, сходная со слоем 13, но песчаники в ней доминируют по мощности. Видимая мощность около 90.0 м.

Общая мощность 418.0 м.

Анализ флористических комплексов разреза 2 свидетельствует о существовании в период накопления осадков двух ландшафтных обстановок: долинной и возвышенной, возможно, горной. Флористические комплексы 1, 2 и 4 отражают интразональный тип растительности низменных участков с доминированием родов Platanus, Trochodendroides, Cercidiphyllum, Populus, Pterocarya и Acer arcticum. Эта флора характеризуется низким родовым и видовым разнообразием, по составу доминирующих компонентов мало чем отличается от раннепалеогеновой интразональной растительности Западной Камчатки. Совершенно иной систематический состав характеризует флору 3, собранную в тонкослоистых аргиллитах, по-видимому, накопившихся в обстановке озера, располагавшегося на возвышенных участках суши. Эту флору характеризует, в первую очередь, высокое разнообразие современных родов цветковых растений. Обильны и хвойные – Metasequoia, Glyptostrobis и Pinus, редки Pseudotsuga и Podocarpus. Доминантными среди цветковых являются Quercus sp. nov. (около 150 отпечатков) и мелколистный вид рода Betula (более 40 отпечатков). Своеобразие этой флоре придают пока что

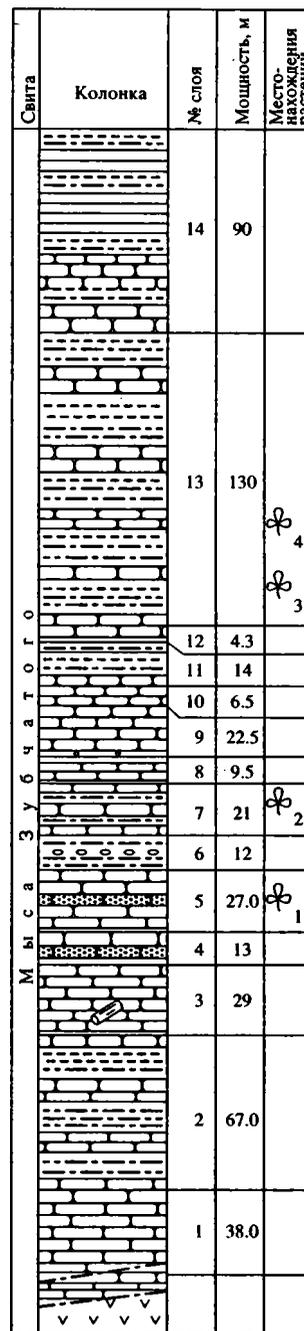


Рис. 5. Разрез 2 (мыс Зубчатый–устье р. Утхолок). Составила Л.И. Фотьянова. Условные обознач. см. на рис. 2.

неопределенные до рода растения сем. Rosaceae и Fabaceae, а также разнообразные цветковые: Tetracentron?, Hamamelis, Disanthus, Broussonetia, Castanea, Fagopsis, Ulmus, Tilia?, Zizyphus, Celtis, Rhus, Cordia japonica Tanai и другие. В качестве ингредиентов здесь есть и роды, свойственные интразональным комплексам 1, 2 и 4: Platanus, Trochodendroides, Cercidiphyllum, Acer arcticum,

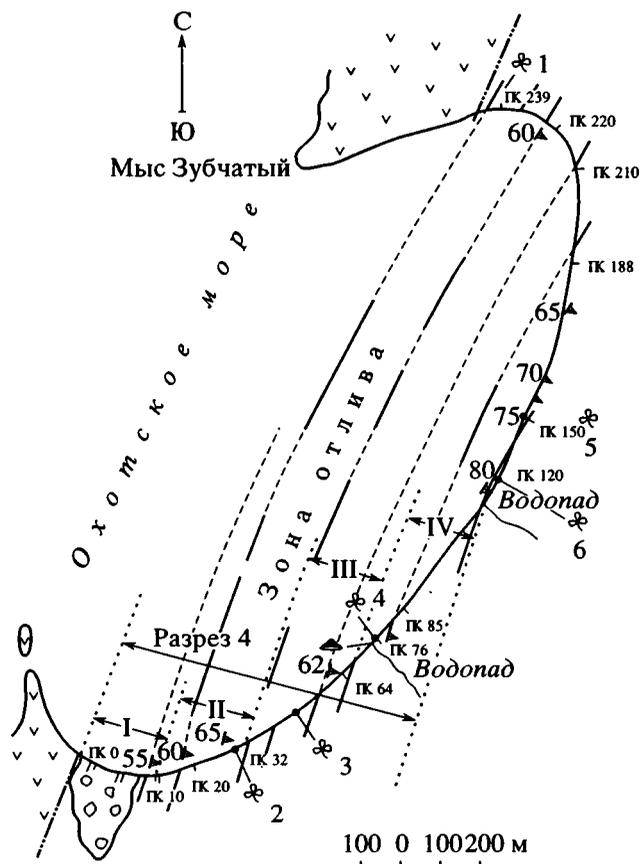


Рис. 6. Простираение пачек I–IV стратотипа свиты мыса Зубчатого в разрезе к югу от мыса Зубчатого. Составила Л.И. Фотьянова, 1989. Условные обознач. см. на рис. 2.

каждый из которых представлен немногими экземплярами.

#### РАЗРЕЗ 4. БУХТА К ЮГУ ОТ МЫСА ЗУБЧАТОГО, РАЗРЕЗ ПО ЮЖНОМУ БЕРЕГУ БУХТЫ (рис. 6, 7)

Пачка I (пикеты 0–10)<sup>2</sup>. Наблюдается тектонический контакт нормально-осадочных пород с эффузивными образованиями. Непосредственно на контакте зафиксированы крупноглыбовые развалы эффузивов и песчаников. Песчаники серые и зеленовато-серые, среднезернистые, с обильным растительным детритом по плоскостям слоистости; в развалах встречаются алевролиты и углистые алевролиты. Местами в песчаниках наблюдается скопление хорошо окатанной разной по размерам гальки; иногда встречается единичная галька. Верхнюю часть пачки составляет “слоенка” – частое чередование песчаников мелкозернистых, однородных алевролитов и аргиллитов серых и темно-серых. В кровле пачки –

<sup>2</sup> Пикеты при описании разреза ставились через 10 м.

слой почти черных углистых алевролитов мощностью 3.0 м. Мощность 115.0 м.

Пачка II (пикеты 10–35). Чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых алевролитов с тончайшими линзовидными пропластками угля. Доминируют песчаники хорошо слоистые, мелко-среднезернистые, серой окраски разной интенсивности – от светло- до темно-серой, толщиной от 4.0 до 5.0 м.

Алевролиты серые, иногда с поверхности выветривания сильно ожелезненные, “рыжие”. Наиболее маломощны прослои аргиллитов и углистых алевролитов. В этой пачке установлены два комплекса растений. Первый приурочен к северной части бухты (пикет 239, рис. 6): *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Platanus mabutii* Oishi et Huzioka, *Namamelis certa* N. Maslova sp. nov., *Ulmus* sp. nov., *Tilia* sp. Кроме того, в данной точке найден фрагмент крупного ланцетовидного листа с очень мощной средней жилкой и совершенно невыраженным (“погруженным”) жилкованием, пока что неопределенный. Следует отметить, что аналогичное растение впервые было установлено нами в люкаменской свите верхнего эоцена на р. Богатая (Восточно-Сахалинские горы).

Второй комплекс установлен в южной части бухты у пикетов 32 и 34: *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Platanus cf. mabutii* Oishi et Huzioka, *Alnus aff. subedoensis* Tanai. Мощность 120.0 м.

Пачка III (пикеты 35–64). По строению аналогична пачке II, но песчаники более мелкозернистые, и в пачке, ритмично построенной, доминируют алевролиты. Местонахождение растений у пикета 50 содержит следующий комплекс: *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Platanus asymmetrica* N. Maslova, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry (комплекс 3). Мощность 130.0 м.

Пачка IV (пикеты 64–120). Тонкое чередование песчаников мелко- и среднезернистых (мощности слоев до 1.0 м), алевролитов (доминируют) серых, часто ожелезненных с поверхности, хорошо слоистых, местами скорлуповатых, аргиллитов, углистых алевролитов и прослоев угля. В пачке – обилие гастропод (пикет 75, 76), пресноводных моллюсков *Unio* (пикет 76) и редкие отпечатки растений (пикеты 75, 76): *Mallotus orbiculatus* Tanai, *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Platanus zhuravlevii* Medjulianov, *Ulmus* sp. nov., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry. (пикет 150, комплекс 5): *Platanus asymmetrica* N. Maslova, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry. (пикет 120, комплекс 6): *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Platanus mabutii* Oishi et Huzioka, *Alnus cf. portophylloides* Budants. et Golovneva. (комплекс 4). Мощность 128.0 м.

Общая мощность 378.0 м.

Комплекс стратотипа свиты мыса Зубчатого (пачки I–IV) включает: *Ginkgo ex gr. adiantoides*

(Ung.) Heer, *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Hamamelis certa* N. Maslova sp. nov., *Platanus asymmetrica* N. Maslova, *P. mabutii* Oishi et Huzioka, *Alnus* aff. *subedoensis* Tanai, *Alnus* cf. *protophylloides* Budants. et Golovneva, *Ulmus* sp. nov., *Tilia* sp., *Malotus orbiculatus* Tanai. Флористические комплексы разрезов 2 и 4 несопоставимы по числу видов (соответственно, 40 и 11). Однако они имеют общие виды: *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Platanus mabutii* Oishi et Huzioka, *P. asymmetrica* N. Maslova, *Hamamelis certa* N. Maslova sp. nov., *Alnus* cf. *protophylloides* Budants. et Golovneva, *Ulmus* sp. nov. Отметим, что род *Hamamelis* не известен из палеоценовых отложений Северной Пацифики.

Из обобщенного комплекса свита мыса Зубчатого по разрезам 2 и 4 вырисовывается следующая его структура: высокое разнообразие родов цветковых растений с явным преобладанием современных родов и доминированием рода *Quercus*. Присутствуют единичные формы-роды: *Trochodendroides*, *Acer arcticum*. Из хвойных доминируют роды *Metasequoia* и *Gluptostobus*; остальные роды (*Pseudolarix*, *Podocarpus* и др.) редки. По систематическому составу и структуре рассматриваемый комплекс наиболее близок иргирнинскому комплексу бухты Подкагерной северо-западной Камчатки из стратотипа одноименной свиты (Буданцев, Головнева, 1986; Фотьянова, Серова, 1983; Челебаева, Братцева, 1985), усть-пенжинской свиты Пенжинской губы (Аблаев, 1985), типовой флоре Сельдовиа Пойнт залива Кука Аляски (Wolfe, Tanai, 1980; Фотьянова, 1984), люкаменской флоре р. Богатая (Восточно-Сахалинские горы), болотнинской флоре Южного Приморья (Аблаев, 1987; Кундышев, Петренко, 1987), а также флоре горизонта IV в разрезах палеогена угленосных бассейнов Исикари и Кюсио острова Хоккайдо (Tanai, 1984, 1990). Все эти флоры датированы поздним эоценом. Л.И. Фотьяновой они отнесены к предтургайскому эколого-хориономическому типу (Фотьянова, 1984).

Разрез 2 у мыса Южного предлагается в качестве парастратотипа свиты мыса Зубчатого как имеющий наиболее полную палеоботаническую характеристику, подтверждающую верхнеэоценовый возраст этой свиты.

К выводу о верхнеэоценовом возрасте континентальных отложений п-ва Утхолокского по палеоботаническим данным Л.И. Фотьянова пришла задолго до публикации данных по изотопному датированию вулканической толщи, подстилающей свиту мыса Зубчатого (Багдасарян и др., 1994), которые хорошо согласуются с флористическими данными. Изотопный возраст вулканитов определен по четырем пробам (К-Аг):  $47.5 \pm 0.4$ ;  $47.0 \pm 0.7$ ;  $46.6 \pm 2.1$ ;  $45.2 \pm 2.0$  (средний

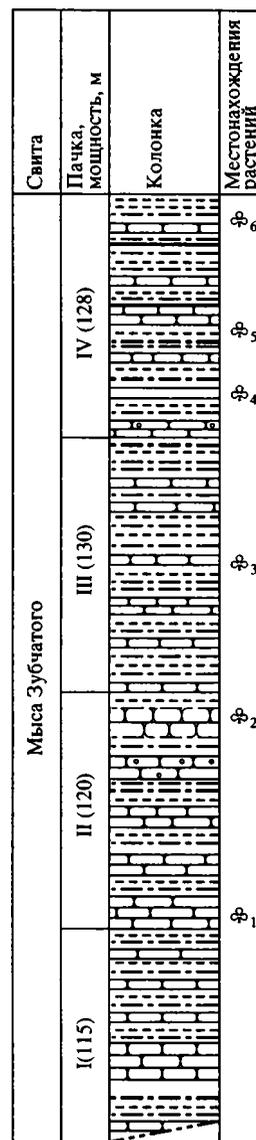


Рис. 7. Разрез 4 (бухта южнее мыса Зубчатого). Условные обознач. см. на рис. 2.

эоцен). Радиологические данные по вулканитам (Багдасарян и др.; 1994) подтверждают представления Д.Ф. Левина о наличии перерыва между эффузивами (45–47 млн. лет) и перекрывающими континентальными отложениями свиты мыса Зубчатого (верхний эоцен, около 37–39 млн. лет) продолжительностью около 6–8 млн. лет. Отметим, что в 1990 г. в лаборатории абсолютного возраста ГНПП “Аэрогеология” из эффузивов п-ва Утхолокского у мыса Южного были получены две возрастные датировки:  $55 + 4$  и  $64 + 4$  млн. лет, что указывает на возможность существования на полуострове разновозрастных эффузивов.

Взаимоотношения вулканитов (средний эоцен) и континентальной свиты мыса Зубчатого

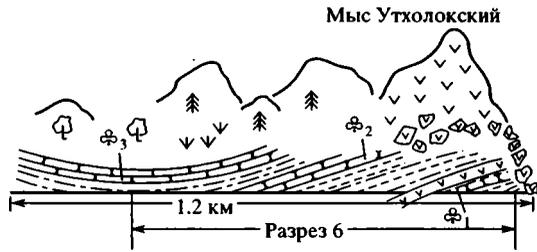


Рис. 8. Схема строения берегового разреза 6 (мыс Утхолокский). Составила Л.И. Фотьянова, 1990. Условные обознач. см. на рис. 2.

| Пачки           | Мощность, м | Колонка | Номера образцов |
|-----------------|-------------|---------|-----------------|
| Морская         | 50          |         | 24<br>14<br>8   |
| Континентальная | 100         |         | 25<br>44        |

Рис. 9. Разрез 7 (мыс Овра). Составила Л.И. Фотьянова, 1989. Условные обознач. см. на рис. 2.

(верхний эоцен) на п-ве Утхолокский близки к таковым эффузивов свиты Кинкильского мыса (средний–верхний? эоцен) и перекрывающей их иргирнинской континентальной свиты (верхний эоцен) в стратотипическом разрезе бухты Подкагерной северо-западной Камчатки (Погожев и др., 1963; Буданцев, 1985; Фотьянова, Серова, 1983, Челебаева, Братцева, 1985).

Таким образом, наши исследования не подтвердили датский возраст свиты мыса Зубчатого, как датировали ее А.И. Челебаева, Г.М. Братцева (1985), А.И. Челебаева, А.Е. Шанцер (1988).

#### РАЗРЕЗ 6. МЫС УТХОЛОКСКИЙ (рис. 1, 8)

Изолированный разрез, расположенный на северо-восточной стороне мыса, представлен песчаниками, алевролитами и аргиллитами с обильным растительным детритом и отпечатками растений на трех уровнях. В нижней части разреза имеется мощное (порядка 5 м) субпластовое тело

эффузивов, а непосредственно на мысе Утхолокском континентальная толща прорвана штокообразным телом эффузивных пород.

Исследователи по-разному определяли и интерпретировали комплекс растений и возраст континентальной толщи. А.И. Пояркова, одна из первых определявшая флору мыса Утхолокского, датировала ее сеномом (Дьяков, 1957). Л.Ю. Буданцев (1983, 1984, 1989) на основе палеоботанических данных отнес рассматриваемые континентальные образования к напанской свите одноименного горизонта верхнепалеоценового–нижнеэоценового возраста. А.И. Челебаева (Гладенков и др., 1985) континентальные отложения мыса Утхолокского включила в нижнюю часть улэвенейской серии датний-палеоценового возраста.

Нами выявлены три небольших комплекса в данном разрезе (рис. 8). Первый установлен по остаткам растений, собранным непосредственно на мысе Утхолокском под пластовым телом эффузивных пород, и приурочен к самой нижней части разреза. Здесь определены: *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Corylus beringiana* Golovn. морфотип “vitifolia”, *Quereuxia angulata* (Newb.) Kryshht. Второй комплекс происходит из средней части толщи и включает: *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Cephalotaxopsis anadyrensis* Kryshht., *Corylus beringiana* (Kryshht.) Golovn. морфотип “betulifolia” (обилие), *C. beringiana* (Kryshht.) Golovn. морфотип “vitifolia”, *Corylus* sp. (обертки), *Peculnea* sp. nov. В верхней части толщи в слое песчаника мощностью 6–7 м найден единственный вид – *Corylus beringiana* (Kryshht.) Golovn. морфотип “betulifolia”.

По нашему мнению, флористический комплекс континентальной толщи мыса Утхолокского в целом наиболее близок к таковому рарыткнской свиты Корякского нагорья маастрихт-датского возраста (Головнева, 1990). Однако верхний возрастной предел комплекса определяется присутствием в нем рода *Peculnea*, свойственного горно-реченскому комплексу нижней половины маастрихта и неизвестного в рарыткнском комплексе верхней половины маастрихта–дания (Головнева, 1990).

#### РАЗРЕЗ 7. МЫС ОВРА (рис. 1, 9)

Строение разреза у мыса Овра всеми понимается однозначно: нижняя континентальная часть с угловым несогласием трансгрессивно с конгломератом в основании перекрывается морскими отложениями (Челебаева, Шанцер, 1988; Эоцен..., 1991; Серова, Фотьянова, 1992). Однако сходство в его интерпретации на этом заканчивается. Группа исследователей (Ю.Б. Гладенков, А.И. Челебаева, А.Е. Шанцер и др., “Эоцен...”, 1991), используя литологический критерий и не

приводя палеоботанических данных, отнесла континентальные отложения к улэвнейской серии даний-палеоценового возраста. Перекрывающие их морские отложения отнесены к снатольско-ковачинскому (Гладенков и др., 1985; Эоцен..., 1991) или к ковачинскому (Челебаева, Шандер, 1988) горизонтам. Тем самым между континентальной и морской толщами, упомянутыми исследователями, устанавливался стратиграфический перерыв, приходящийся на конец раннего—начало среднего эоцена.

Л.И. Фотьянова палеоботаническими данными обосновывает маастрихтский (наиболее вероятно, нижнемаастрихтский) возраст нижней континентальной пачки. М.Я. Серова по комплексу фораминифер определила нижнепалеоценовый возраст перекрывающих морских образований (Серова, Фотьянова, 1992). На основании этих данных, учитывая также трансгрессивное залегание морской толщи на континентальной, был обоснован стратиграфический перерыв, приуроченный к рубежу мела и палеогена, охватывающий примерно вторую половину маастрихтского века. Поскольку в разрезе мыса Овра отсутствуют отложения моложе нижнепалеоценовых, то, естественно, он не может быть использован для обоснования внутриэоценового перерыва, доказываемого Ю.Б. Гладенковым с соавторами (Гладенков, Синельникова, Челебаева и др., 1985).

#### РАЗРЕЗ 8. ГОРА УВУЧ (рис. 1, 10)

В береговом разрезе Ковачинской бухты к северо-востоку от горы Увуч в пределах юго-западного крыла Ковачинской синклинали, тигильская серия имеет резко сокращенный разрез. Она залегает с угловым несогласием и базальным конгломератом в основании на черных глинистых сланцах Омгонской серии (турон-сенон).

Слой 1. Базальный конгломерат. В нижней части он состоит из хорошо окатанной гальки меловых пород, в верхней — с примесью остроугольных обломов меловых песчаников. Между ними — прослой песка и глин. Видимая мощность 4.0 м.

Слой 2. Песчаники зеленовато-серые косослоистые с прослоями и полосчатыми ржавыми песчаников и четко выраженными пластовыми конкрециями. В верхней части песчаники слоистые; слоистость образована переслаиванием рыхлых слабо сцементированных песчаников и плотных известковистых конкреционных песчаников с мощностью пластов до 1.5 м. Редки прослой тонкозернистых пепельно-серых песчаников с углистыми пропластками, полимиктовых средне- и мелкогалечных конгломератов мощностью от 0.1 до 0.2 м.

Фораминиферы представлены единичными песчаными формами *Silicosigmoilina californica* Cushm. et Church (обр. 818), *Bathysiphon nodosaria* fo-

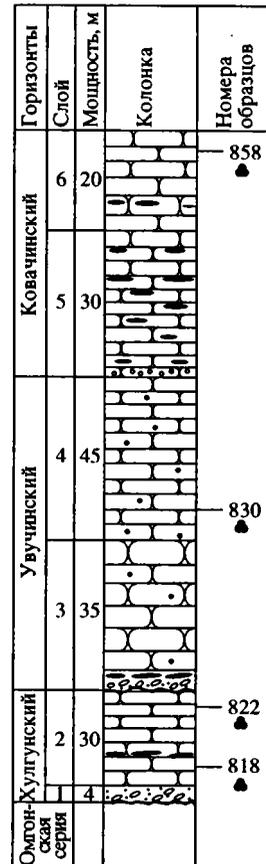


Рис. 10. Разрез 8 (бухта Квачина, г. Увуч). Составила М.Я. Серова. Условные обознач. см. на рис. 2.

*mis* Subb., *Halpohragmoides glabratus* Cushm. et Waters, *Ammodiscus penny* Cushm. et Jarv. (обр. 822). Мощность 45.0 м.

Слой 3. Песчаники рыхлые, мелкозернистые зеленовато-серые, косослоистые с редкими известковистыми конкреционными стяжениями и мелкими линзочками угля. Мощность 35.0 м.

Слой 4. Песчаники зеленовато-коричневые, ожелезненные в нижней части и зеленовато-серые в верхней, рыхлые, тонкозернистые, с большим количеством растительного детрита и многочисленными округлыми стяжениями известковых песчаников.

В нижней части слоя встречены известковые фораминиферы: *Quinqueloculina subarenaria* Cushm., *Globulina inaequalis* Reuss, *Cribronion* aff. *soitoi* (Asano et Murata), *Cibicides natlandi aequaensis* Beck, *Cibicides baileyi* Beck, *Cibicides* sp. nov. Мощность 45.0 м

Слой 5. Песчаники глинистые грязно-зеленые и коричневые, мелкозернистые, рыхлые с многочисленным мелким обуглившимся растительным детритом, с двумя прослоями крупногалечниковых несортированных конгломератов в основании. Мощность 32.0 м.

Слой 6. Песчаники глинистые, серо-зеленоватые, рыхлые, обогащенные вулканогенным материалом, с прослоями более плотных сизовато-серых песчаников. Мощность 25.0 м.

Отложения слоев 5 и 6, по заключению Л.В. Криштофович (1947), являются стратиграфическим аналогом ковачинской серии Точилинского опорного разреза.

Агглютинирующие фораминиферы, встречающиеся в слое 2, по видовому составу аналогичны установленным Н.А. Фрегатовой в толще базальных конгломератов Майначского разреза (Эоцен..., 1991). Аналоги этого комплекса имеют широкое распространение на континентальном обрамлении Северной Пацифики: в даний-нижнепалеоценовых отложениях Камчатки и Корякского нагорья (инетываямская и ивтыгинская свиты); синегорских слоях Сахалина (Серова, 1987); в зоне *Silicosigmoilina californica* формации Лодо Калифорнии (Mallory, 1970), формации Сиоме группы Немуро Хоккайдо (Yoshida, 1969). Наличие этого комплекса в слоях 1, 2 увучинского разреза подтверждает представления Б.Ф. Дьякова (1957), Л.В. Криштофович (1947), И.Б. Плешакова (1939) и др. о наличии в разрезе г. Увуч даний-нижнепалеоценовых отложений – аналогов хулгунских конгломератов в песчаной фации.

Следующий довольно представительный комплекс фораминифер с численным доминированием в нем вида *Cibicides baileyi* Beck, был встречен в нижней части слоя 4. В этом же интервале разреза в большом количестве обнаружены раковины моллюсков (Криштофович, 1947; Эоцен..., 1991). Этот комплекс выделен Л.В. Криштофович как характерный для стратотипа верхней подзоны *Nucula yohanseni* увучинского горизонта снатольской свиты. Песчаники пачки 3 с базальным конгломератом в основании, в которых не обнаружены фораминиферы, могут соответствовать нижнему подгоризонту увучинского горизонта или какой-то его части. В этом случае в увучинском разрезе перерыв в осадконакоплении может соответствовать временному интервалу от позднего палеоцена до половины среднего эоцена.

Таким образом, в разрезе горы Увуч устанавливаются не один (Эоцен..., 1991), а два стратиграфических перерыва: на рубеже мела и палеогена и в позднем палеоцене–среднем эоцене. В разрезе присутствуют нижнепалеоценовые отложения; отложения же снатольского горизонта, по-видимому, отсутствуют.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено:

1. Под названием “свита мыса Зубчатого” А.И. Челебаевой, А.Е. Шанцером (1988) и

Г.М. Братцевой (Челебаева, Братцева, 1985) были объединены разновозрастные образования от нижнего маастрихта до верхнего эоцена (рис. 11). В стратотипическом разрезе свиты мыса Зубчатого в береговых обрывах бухты к югу от мыса Зубчатого (разреза 4), в бухте к северу от зубчатого (разрез 5) и в 5.0–6.0 км к югу от мыса Зубчатого (разрез 3) эта свита имеет верхнеэоценовый возраст. Ее простирание примерно совпадает с простиранием береговой линии и она образует северо-западное крыло синклинали. Свита не является толщей субмеридионального северо-северо-западного простирания, разрез которой наращивается вдоль береговой линии с юго-запада на северо-восток, как это трактуют А.И. Челебаева и А.Е. Шанцер (1988).

2. В разрезах у мысов Утхолокский (разрез 6) и Овра (разрез 7) (рис. 1) “свита мыса Зубчатого”, выделенная как эквивалент нижней части улэвенейской серии (Челебаева, Братцева, 1985; Челебаева, Шанцер, 1988) имеет маастрихтский (скорее всего раннемаастрихтский) возраст, а базальная часть “снатольских” отложений охарактеризована так же, как и в разрезе г. Увуч (разрез 8), даний-нижнепалеоценовым комплексом фораминифер (Серова, Фотьянова, 1992).

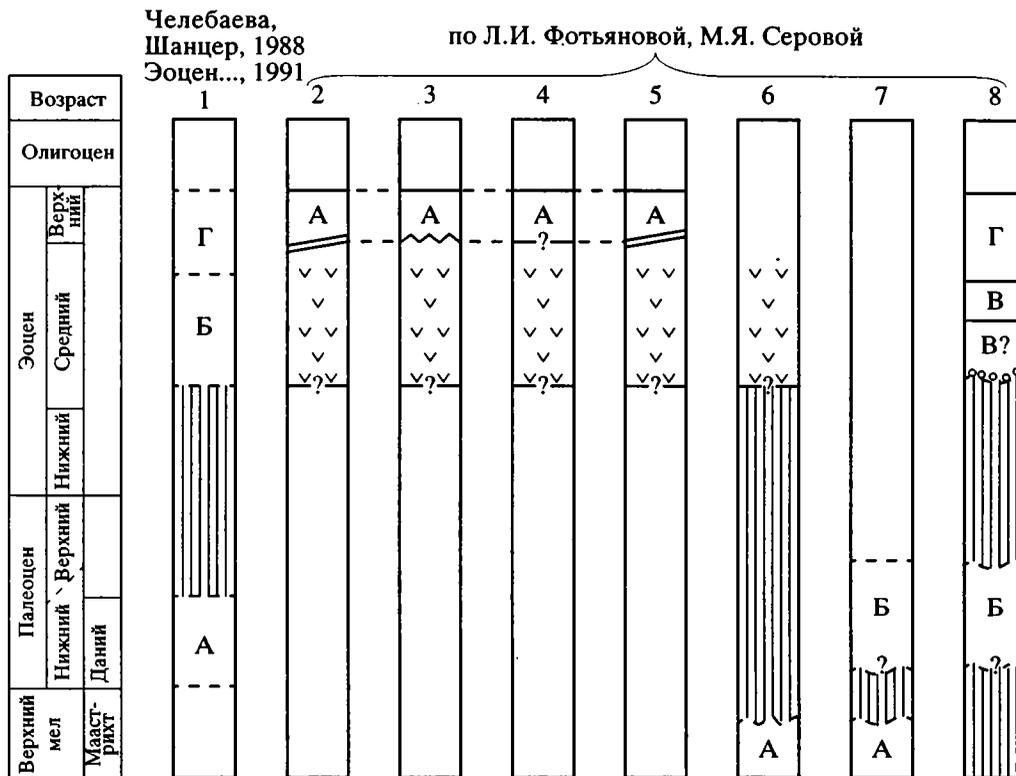
3. Определение верхнеэоценового возраста свиты мыса Зубчатого хорошо согласуется с радиологическими данными подстилающих их вулканитов (средний эоцен; Багдасарян и др., 1994) и снимает резкое противоречие между определением среднеэоценового возраста вулканитов и “датским” (по определению А.И. Челебаевой) возрастом перекрывающих их континентальных отложений (Багдасарян и др., 1994).

4. Толща, вскрытая в бухте севернее мыса Зубчатого и отделенная от угленосной части разреза нарушением (рис. 2), к свите мыса Зубчатого не относится. По литологии она проявляет большое сходство с даний-нижнепалеоценовыми отложениями разреза мыса Овра.

5. В соответствии с вышеизложенным мы не можем согласиться с отдельными положениями унифицированной и корреляционной схем палеогена, предложенной группой исследователей (Гладенков и др., 1989). Мы считаем недопустимым использование комплекса свиты мыса Зубчатого Западной Камчатки в качестве характерного комплекса Ф1 для “ивтыгинского” и “тарховско-верещагинского” горизонтов нижнего палеоцена, поскольку он имеет позднеэоценовый возраст.

6. Улэвенейская серия также не может быть принята, поскольку ее нижняя часть (свита мыса Зубчатого) имеет значительно более молодой возраст (верхний эоцен), чем верхняя часть (сопханская свита, нижний палеоцен).

Ниже приводится описание нового вида рода *Namatelis*, по морфологии близкого к современ-



**Рис. 11.** Положение свиты мыса Зубчатого (А), снатольских (В), увучинских (В) и квачинских (Г) отложений п-ва Утхолокского в шкале палеогена. Составили Л.И. Фотьянова, М.Я. Серова.

1 – по Челебаевой, Шанцеру, 1988; Эоцен..., 1991; 2–8 – по Л.И. Фотьяновой, М.Я. Серовой (названия разрезов 2–8 – см. объяснения к рис. 1).

ным вида *N. mollis* Oliv. и *N. virginiana* L. До настоящего времени достоверные находки этого рода в более древних, чем верхний эоцен, отложениях Камчатки неизвестны так же, как и некоторые другие роды сем. *Hamamelidaceae* (*Parrotia*, *Disanthus*–*Maslova*, в печати). Субтропический род *Malotus* (*M. orbiculatus* Tanai), сем. *Euphorbiaceae*, на Камчатке установлен впервые в стратотипе свиты мыса Зубчатого. Ранее он был известен только на Хоккайдо в угленосном бассейне Исикари, в флористических горизонтах III и IV второй половины среднего–начала верхнего эоцена (Tanai, 1990).

*Hamamelis certa*<sup>3</sup> N. Maslova sp. nov.  
табл. I, фиг. 1, 2, 5

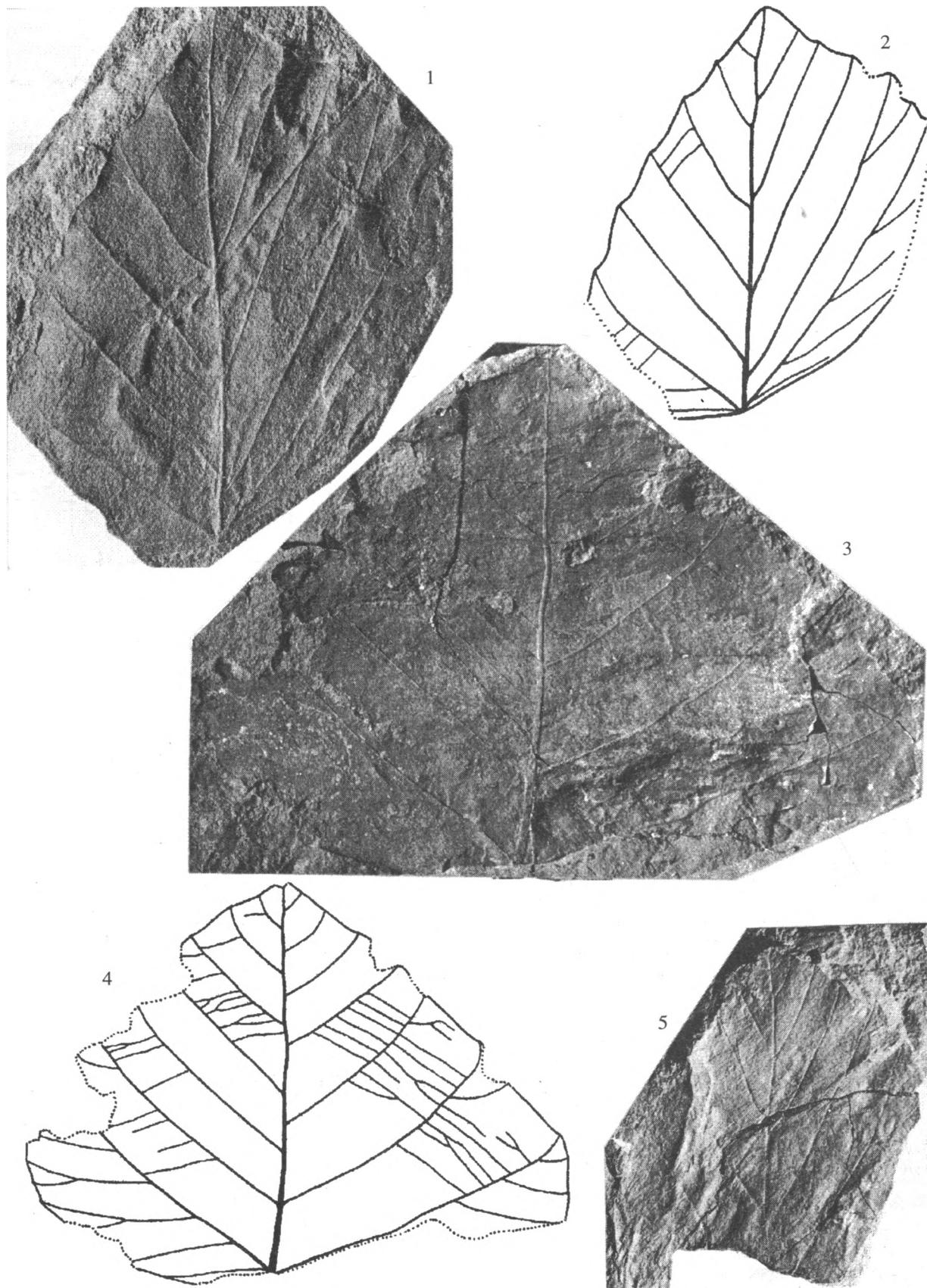
**Голотип.** Экз. 318 а, колл. № 4395, ПИН РАН, г. Москва, почти полный отпечаток листа; западная Камчатка, п-в Утхолокский, бухта южнее мыса Зубчатого, свита мыса Зубчатого, верхний эоцен, табл. I, фиг. 1, 2.

**Материал.** Четыре отпечатка листьев разной сохранности и около 10 мелких фрагментов листьев.

<sup>3</sup> Видовое название от *certus* (лат.) – явный, очевидный.

**Описание.** Листовая пластинка асимметричная, ромбовидно-эллиптическая или ромбовидно-овальная, с неравносторонним основанием и притупленной верхушкой. Черешок не сохранился. Главная жилка у верхушки листа волнистая. Базальные жилки хорошо выражены, различны по длине, одна из них поднимается на расстояние половины и более длины листовой пластинки. По мощности базальные жилки не отличимы от вторичных, дают 4–5 (реже до 7) базископических ответвлений, заканчивающихся краспедодромно. Углы отхождения базальных жилок различны – от 35 до 60. Вторичные жилки в числе 4–5 пар, как правило, дуговидные, реже нижние из них в основании прямые, отходят под углом 25–40. Первые две пары вторичных жилок дают до 2 базископических ответвлений. Третичные жилки в нижней части листа образуют с главной жилкой угол, в верхней части становятся практически перпендикулярны ей. Край листа волнисто-зубчатый, зубчатость начинается выше одной трети длины листа. Зубцы крупные, невысокие, округлые, некоторые завершаются коротким острием, представляющим собой окончание жилки.

**Сравнение.** От *N. protojaponica* Tanai et *N. Suzuki*, описанного из верхнего миоцена Японии



(Tanai, Suzuki, 1965) и среднего миоцена Кореи (Huzioka, 1972), отличается наличием выраженных базальных жилок, дающих базископические ответвления, заканчивающиеся в крае листа.

Видно наиболее близок к *N. miomollis* Hu et Chaney, впервые описанному из миоцена провинции Шандунь (Северо-Восточный Китай) (Hu, Chaney, 1938). Отличается изогнутой главной жилкой, меньшим углом отхождения вторичных жилок, меньшим числом базископических ответвлений базальных жилок, а также более крупными зубцами.

От позднеэоценового *N. ochotensis* Chelebaeva отличается резко выраженной асимметричностью листа, дуговидными вторичными жилками, отсутствием ответвлений от нижней базископической жилки.

**Замечания.** *N. certa* демонстрирует наличие основных родовых признаков современных *Namamelis* – асимметричная, ромбовидная форма листовой пластинки, асимметричное основание листа, волнистая главная жилка, дуговидные вторичные жилки, волнисто-зубчатый край листа. Единственным существенным отличием являются более развитые, чем у большинства современных листьев *Namamelis*, участки листовой пластинки, отсекаемые базальными жилками. Этот признак характерен и для некоторых других ископаемых *Namamelis*. Наибольшее сходство *N. certa* проявляет с современными *N. mollis* Oliv. и *N. virginiana* L.

**Местонахождения.** Западная Камчатка, п-в Утхолокский, свита мыса Зубчатого, верхний эоцен.

#### *Mallotus orbiculatus* Tanai

табл. I, фиг. 3, 4

**Голотип.** Экз. PP 10349. Хранится в National Science Museum, Токио, Япония. Хоккайдо, Юбари угленосный бассейн, Рейсюнцан. Формация Икюсюнбецу, флористический горизонт IV, верхний эоцен. Табл. I, фиг. 2; Фиг. 3, J, K.

**Материал.** Один отпечаток листа.

**Описание.** Лист цельный, по очертаниям округленно-треугольный, очень широкий (высота 9 см, ширина 13 см). Основание усеченное, верхушка постепенно коротко заостренная. Главная жилка в нижней половине листа очень толстая, резко теряющая мощность в верхней части листа. Базальные жилки в числе одной пары, прямые, краспедодромные. Базископических ответвлений от 4 до 6. Они дуговидные, иногда ветвятся и оканчиваются

краспедодромно. Третичные жилки слабые, разные: почти прямые, иногда вильчато ветвящиеся, иногда полого изогнутые, часто расположенные. Край листа почти цельный, с едва намечающимися низкими зубцами, оканчивающимися желёзками.

**Сравнение.** Морфологически обособленный вид с краспедодромными вторичными и базископическими жилками.

**Замечания.** Т. Tanai (1990) рассматривает род *Mallotus* как элемент тропической флоры, присутствующей в переходной средне-позднеэоценовой флоре Хоккайдо наряду с другими родами сем. *Euphorbiaceae* (*Acalyph*e, *Alchomea*, *Nura*).

**Распространение.** Терминальный средний эоцен: Хоккайдо, формация Уруйю. Базальный верхний эоцен: Хоккайдо, формация Икюсюнбецу. Верхний эоцен: Западная Камчатка, п-в Утхолокский, свита мыса Зубчатого.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблаев А.Г.* Флоры Корякско-Камчатской области и вопросы стратиграфии континентального кайнозоя. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 60 с.
- Аблаев А.Г.* Геология и история флор побережий Японского моря (в позднемиоценовое и третичное время). М.: Наука, 1987. 192 с.
- Багдасарян Г.П., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.* Изотопное датирование вулканогенных толщ палеогена и неогена Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 87–91.
- Буданцев Л.Ю.* История арктической флоры эпохи раннего кайнозоя. Л.: Наука, 1983. 158 с.
- Буданцев Л.Ю.* Фитостратиграфия континентального палеогена Западной Камчатки // Материалы по стратиграфии и палеогеографии Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 53–58.
- Буданцев Л.Ю.* Стратиграфическое положение и возраст свиты Кинкильского мыса на северо-западе Камчатки // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 62–77.
- Буданцев Л.Ю.* Ископаемая флора и фитостратиграфия палеогена Западной Камчатки // Проблемы палеофлористики и стратиграфии. Л.: Наука, 1989. С. 17–31.
- Буданцев Л.Ю., Головнева Л.Б.* Новый вид рода *Alpinus* (*Betulaceae*) с пельтатными листьями в позднеэоценовой флоре северо-западной Камчатки // Ботан. журн. 1986. Т. 71. № 2. С. 246–253.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И., Шанцер А.Е.* Проблемы палеогена Тигильского района Западной Камчатки // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: Ротапринт ГИН АН СССР, 1985. Ч. 1. С. 45–55.

**Таблица.** Ископаемые растения позднего эоцена (п-в Утхолокский).

1, 2, 5 – *Namamelis certa* N. Maslova sp. nov. 1 – Голотип. 4395/318а, ПИН РАН, отпечаток листа, западная Камчатка, п-в Утхолокский, бухта южнее мыса Зубчатого. 2 – то же, x0.6; 5 – экз. 4395/190, ПИН РАН, отпечаток листа, западная Камчатка, п-в Утхолокский, между мысом Южным и устьем р. Утхолок. 3, 4 – *Mallotus orbiculatus* Tanai (3 – экз. 4395/341, ПИН РАН, отпечаток листа, западная Камчатка, п-в Утхолокский, бухта южнее мыса Зубчатого. 4 – то же, x0.6); 1 – 5 – свита мыса Зубчатого, верхний эоцен.

- Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н. и др. Стратиграфическая схема Дальнего Востока // Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 161–168.
- Головнева Л.Б. Маастрихт-датская флора хребта Рарыткин (Корякское нагорье) // Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Л.: Ботан. инт-т РАН, 1990. 22 с.
- Дьяков Б.Ф. Фациальный анализ третичных отложений и основные черты палеогеографии Тигильского района Западной Камчатки // Тр. ВНИГРИ. 1957. Вып. 102. С. 37–54.
- Кленов Е.П. Стратиграфия третичных отложений Западной Камчатки // Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. Л.: Госнаучтехиздат, 1961. С. 151–154.
- Криштофович Л.В. Стратиграфия и фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1947. Вып. 23. С. 151.
- Кундышев А.С., Петренко Т.И. О возрасте болотной ископаемой флоры Южного Приморья // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 53–59.
- Маслова Н.П., Фотьянова Л.И. Ревизия *Platanus mabutii* (Platanaceae) и новые виды палеогеновых платанов на Дальнем Востоке // Ботан. журн. 1990. Т. 75. № 5. С. 699–706.
- Плешаков И.Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки // Тр. ВНИГРИ. 1939. Сер. А. Вып. 123. 38 с.
- Погожев А.Г., Голяков В.И., Арсанов А.С. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточного побережья Пенжинской губы // Геология Корякского нагорья. М.: Госнаучтехиздат, 1963. С. 122–132.
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских о-в и Сахалина. Магадан: Севвостокгеология. 1982. 133 с.
- Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия Северной Пацифики на рубеже мела и палеогена. М.: Наука, 1987. 144 с.
- Серова М.Я., Фотьянова Л.И. О стратиграфическом перерыве в палеогене Западной Камчатки // Бюл. МОИП. Отдел. геол. 1992. Т. 67. В. 5. С. 71–77.
- Фотьянова Л.И. Позднеэоценовая предтургайская флора древней Берингии // Ботан. журн. 1984. Т. 69. № 4. С. 425–436.
- Фотьянова Л.И., Серова М.Я. Биостратиграфия палеогена Северо-Западной Камчатки (бухта Подкагерная) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 65–72.
- Челебаева А.И., Братцева Г.М. К климатостратиграфии палеогена по палеофлорам (север Тихоокеанской области и смежные регионы) // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: Ротапринт ГИН АН СССР, 1985. Ч. 2. С. 157–209.
- Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Новые данные по раннему палеогену Западной Камчатки // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных регионов СССР. М.: Наука, 1988. С. 135–148.
- Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Краевая Т.С. Эоценовый тектонический эпизод на северо-западе Камчатки и его стратиграфическое значение // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. 1985. М.: Ротапринт ГИН АН СССР. Ч. 1. С. 45–55.
- Эоцен Западной Камчатки // М.: Наука 1991. 184 с.
- Hu H.H., Chaney R.W. A miocene flora from Shantung province, China // Carnegie Inst. Wash. Publ. 1940. Pt. 1/2. № 507/508. P. 1–47.
- Huzioka K. The tertiary floras of Korea // J. Mining Coll. Akita Univ. Ser. A. № 1. 1972. P. 1–83.
- Mallory S. Lower Tertiary Foraminifera from the Media Aqua Creek ranges area, Kern county, California // Res. Rep., № 2. H. Thomas Burke Mem. Washington State Mus. Univ. Washington, Seattle, Washington, 1970. 211 p.
- Maslova N.P. New species of *Corylopsis*, *Disanthus* and *Parrotia* from late eocene deposits of Kamchatka, Russia // Botanical J. Linn. Soc. (in press).
- Tanai T. Floristic changes of Japan during the Late Cretaceous and Early Tertiary. Hokkaido Univ., 1984. P. 1–36.
- Tanai T. Euphorbiaceae and Icacinaceae from the Paleogene of Hokkaido, Japan // Bull. Nat. Sci. Mus. Ser. C. 1990. V. 16. № 3. P. 91–118.
- Tanai T., Suzuki N. Late Tertiary floras from Northeastern Hokkaido, Japan // Palaeontol. Soc. Jap. Pap. 1965. № 10. P. 1–118.
- Yoshida S. Biostratigraphic significance of the Late Cretaceous to Early Tertiary planktonic foraminifera in Japan // Proc. Sci. Intern. Conf. Plankton. Microfossils. 1967. Geneva, 1969. V. 2. P. 138–145.
- Wolfe J.A., Tanai T. The Miocene Seldovia Point Flora from the Kenai group, Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1980. № 1105. P. 1–52.

Рецензенты Л.Ю. Буданцев,  
М.А. Ахметьев, А.С. Алексеев

УДК 551.77(571.66)

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ УГЛОВЫЕ НЕСОГЛАСИЯ В КАЙНОЗОЕ КАМЧАТКИ

© 1996 г. М. Н. Шапиро\*, Ю. Б. Гладенков\*\*, А. Е. Шанцер\*\*

\*Объединенный институт физики Земли РАН  
123810 Москва, Большая Грузинская, 10, Россия\*\*Геологический институт РАН  
109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 27.06.95 г.

Анализ кайнозойских разрезов Камчатки – одного из районов зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту – позволил выявить в них несколько угловых несогласий. Они имеют региональное распространение и приурочены к определенным временным интервалам. Выделены три–четыре таких уровня: на границе мела и палеогена (видимо, неповсеместное), предсреднеэоценовый, предплиоценовый и, видимо, четвертичный. Эти несогласия являются отражением кратковременных тектонических деформаций. Они сопровождались формированием трех крупных складчато-надвиговых зон (или зон смятия) в пределах Камчатки.

**Ключевые слова.** Кайнозой, угловые несогласия, перерывы, структурно-формационные зоны, зоны смятия, тектонические деформации.

### ВВЕДЕНИЕ

Наблюдаемые в обнажениях угловые несогласия всегда указывают на важные тектонические события, происшедшие между накоплением нижнего и верхнего комплексов. Но, как правило, имеется существенный возрастной разрыв между самыми молодыми деформированными и самыми древними перекрывающими слоями, что затрудняет датировку этих событий. Там, где структура региона относительно проста и хорошо изучена, а поверхности угловых несогласий прослежены на больших площадях, проблема часто решается простым анализом геологических карт и разрезов. Но в большинстве складчатых областей, где структура сложная, а ее изученность в силу тех или иных причин недостаточна для непрерывного прослеживания этих поверхностей и где они наблюдаются лишь в изолированных обнажениях или на небольших участках, отделенных друг от друга десятками с сотнями километров, – там корреляция тектонических событий, приведших к угловым несогласиям, требует некоторых допущений.

Во-первых, предполагается одновременность и ареальное распространение сильных тектонических деформаций в пределах крупных доменов, характеризующихся однородным строением разрезов и в отечественной литературе обычно называемых структурно-формационными зонами. Во-вторых, предполагается столь же ареальный характер постдеформационного поднятия и размыва. В результате таких событий в пределах одной структурно-формационной зоны стратиграфическая граница двух толщ не должна быть на

одном участке согласной, а на другом – поверхностью углового несогласия. Естественно, при этом ограничивается круг коррелируемых тектонических событий. К ним относятся прежде всего так называемые фазы складчатости – относительно кратковременные эпизоды общего сжатия, обуславливающие как интенсивную деформацию чехла, так и общее утолщение коры, ведущее к изостатическому подъему деформированной площади.

В рамках этих допущений возраст деформаций, приведших к наблюдаемым в обнажениях угловым несогласиям устанавливается путем исключения тех интервалов времени, которым в данной структурно-формационной зоне соответствуют согласно напластованные разрезы. Этот подход дополняется и подкрепляется прямым датированием несогласий в тех редких обнажениях, где возраст нижнего и верхнего комплексов достаточно близок.

С этих исходных позиций ниже проводится анализ угловых несогласий палеогена и неогена Камчатки.

### РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР УГЛОВЫХ НЕСОГЛАСИЙ В КАЙНОЗОЕ КАМЧАТКИ

Сведения об угловых несогласиях в кайнозойских толщах Камчатки отражены в многочисленных публикациях. Однако целенаправленного синтеза этих данных до сих пор нет. К тому же до последнего времени не хватало геологических материалов по ряду ключевых районов, где несогласия представлены достаточно четко. Кроме того,

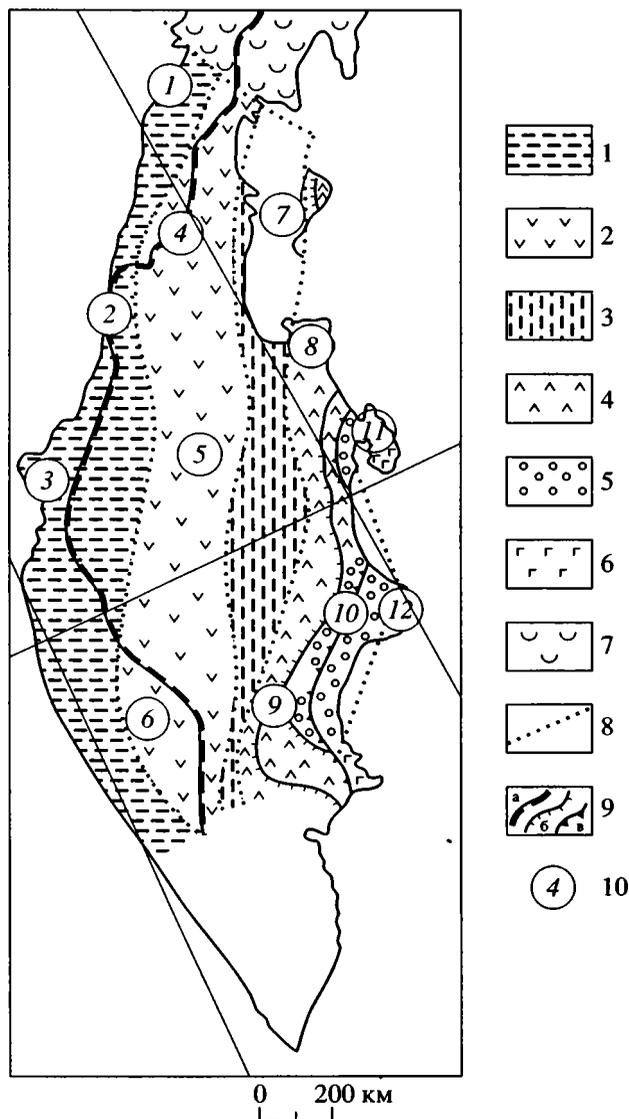


Рис. 1. Схема районирования кайнозоя Камчатки.

1 – Западная Камчатка; 2 – зона Срединного хребта; 3 – Центрально-Камчатская депрессия; 4 – зона восточных хребтов; 5 – Тюшëвский прогиб; 6 – зона восточных полуостровов; 7 – Олюторская структурно-формационная область; 8 – границы структурно-формационных зон; 9 – главные надвиги (а – Лесновский, б – Ветловский, в – Гречишкина); 10 – положение районов, соответствующих колонкам на рис. 7.

оставались слабо разработанными стратиграфические схемы многих частей полуострова, что препятствовало надежной корреляции разрезов и несогласий. В последние годы появились новые данные по этим вопросам, а начавшийся переход на стратиграфические схемы нового поколения с широким использованием зональных подразделений позволяет сопоставлять геологические события на значительно более надежной основе, чем раньше (Гладенков и др., 1991, 1992).

Рассмотренный ниже фактический материал сгруппирован в соответствии с тектоническим районированием региона (Геология СССР, 1964). На Камчатке традиционно выделяются несколько кайнозойских структурно-формационных зон, в первом приближении совпадающих с основными морфоструктурами полуострова (рис. 1). С запада на восток это *Западная Камчатка*, соответствующая низменностям вдоль побережья Охотского моря и нижним частям западных склонов Срединного хребта, *зона Срединного хребта*, *Центрально-Камчатский прогиб*, включающий Центрально-Камчатскую депрессию на юге и побережье пролива Литке на севере, *зона восточных хребтов*, включающая также п-ов Озерный и юго-восточную часть о. Карагинского и *зона восточных полуостровов* (Шипунского, Кроноцкого и Камчатского Мыса). Между двумя последними зонами выделяется узкий и фрагментарно обнаженный *Тюшëвский прогиб*, который также может рассматриваться как самостоятельная структурно-формационная зона. Границы между зонами достаточно условны, и на разных этапах имели различную природу. Из рассмотрения практически исключена самая южная часть полуострова, где развиты преимущественно вулканогенные образования, стратиграфия которых сейчас существенно пересматривается. Кроме того, в этой статье практически не рассматриваются несогласия внутри плиоцен-четвертичных разрезов.

*Западная Камчатка*. Кайнозойские образования распространены здесь очень широко и представлены шельфовыми осадками, континентальными отложениями и вулканитами. Вся южная часть зоны (к югу от р. Рассошина) перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями. Севернее наиболее известные разрезы кайнозоя описаны в обрывах Охотского побережья, где выделены стратотипы большинства региональных стратиграфических горизонтов от палеоценовых до плиоценовых.

Наиболее низкие горизонты кайнозоя, относящиеся к палеоцену, описаны, в частности, к северу от Паланы, где к ним (по флоре) отнесена континентальная песчано-конгломератовая анадырская свита. В устье р. Анадырки она с несогласием перекрыта континентальными отложениями среднего эоцена (усть-анадырская свита) (Гладенков и др., 1991) (рис. 2).

На Кахтанинском мысе континентальные вулканиты верхней части нижнего эоцена ( $49 \pm 1.9$  млн. лет) с резким несогласием перекрываются морскими отложениями среднеэоценовой снатовской свиты (Гладенков и др., 1991, рис. 20). Основание нижнеэоценовых эффузивов не вскрыто.

Палеоценовые континентальные и лагунные отложения с горизонтами вулканитов образуют

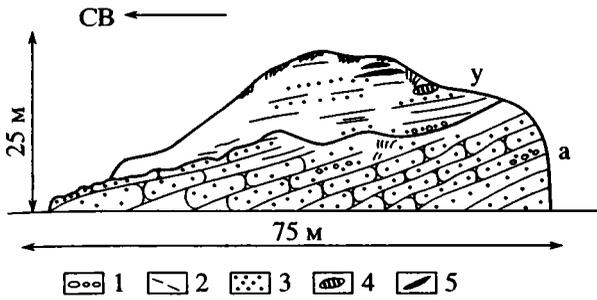


Рис. 2. Угловое несогласие между палеоценом (а – анадырская свита) и эоценом (у – усть-анадырская толща) на морском побережье Западной Камчатки северо-восточнее р. Анадырки.

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – аргиллиты; 3 – песчаники; 4 – карбонатные конкреции; 5 – углистые породы.

мощную толщю к востоку и юго-востоку от мыса Утхолокского, где они с заметным угловым несогласием перекрываются снатольской свитой (Челбаева, Шанцер, 1988) (рис. 3).

Палеоценовые и нижнеэоценовые (?) слои, согласно надстраивающие друг друга, описаны и на самом севере зоны (Девятилова, 1980). К ним отнесена регрессивная прибрежно-континентальная чемурнаутская серия, основание которой также не вскрыто. Она смята в открытые, хотя местами и крутые складки, и с резким угловым несогласием перекрыта средне-верхнеэоценовыми вулканитами божедомовской свиты (Шапиро и др., 1987, рис. III.3).

Более высокие горизонты кайнозоя – от среднего эоцена до верхнего миоцена включительно на большей части территории Западной Камчатки представлены прибрежно-морскими и шельфовыми свитами. Наиболее полно последовательность этих свит описана в ряде разрезов Охотского побережья: Точилинском, Майначском и других. В этих разрезах угловые несогласия не фиксируются. Но к северу от Паланы, где средний(?)–верхний эоцен представлен континен-

тальными эффузивами свиты Кинкильского мыса, между ней и среднеэоценовыми отложениями усть-анадырской свиты, вероятно, существует небольшое угловое несогласие, связанное с локальными вулканотектоническими движениями, непосредственно предшествовавшими извержениям (Гладенков и др., 1991).

В основании плиоцена, там где в морских обрывах к югу от Утхолокского полуострова он залегает на миоцене, фиксируется заметное, хотя и не очень резкое угловое несогласие (Синельникова и др., 1979, рис. 35).

Наиболее сложен вопрос о соотношениях кайнозойских отложений с меловыми, которые также выходят в береговых обрывах, но, как правило, отделены от кайнозоя разрывами. Непрерывные согласные переходы от мела к палеогену не зафиксированы. В некоторых местах ранее было описано несогласное залегание базальных горизонтов палеогенового разреза на меловых породах, но сейчас в ряде случаев доказан среднеэоценовый (снатольский) возраст этих слоев (м. Хайрюзова, м. Омгон, левый берег р. Паланы). В других же случаях (м. Пятибратский, р. Ичегитун) они параллелизуются с более древними горизонтами палеогена, но эта параллелизация не подкреплена возрастными определениями. Только к югу от р. Анадырки фиксируется несогласное залегание палеоценовой анадырской свиты на эффузивах и туфах, относящихся к верхнемеловой усть-паланской свите (Гладенков и др., 1991, рис. 15). Но, хотя разрыв в основании палеогена здесь не вызывает сомнений, угловое несогласие здесь невелико и, по мнению одного из авторов статьи (А.Е. Шанцера), проблематично.

На остальной территории Западной Камчатки обнаженность весьма фрагментарна и, хотя здесь известны все стратиграфические горизонты кайнозоя от палеоцена до плиоцена, большие интервалы согласных разрезов описываются редко. В то же время есть указания на размывы и, возможно, небольшие угловые несогласия в основании утхолокской, ильинской и этолонской свит (миоцен)

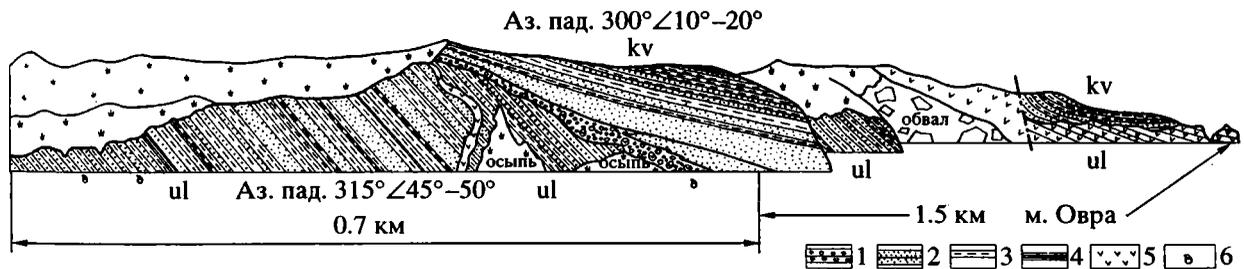


Рис. 3. Угловое несогласие между палеоценом и средним эоценом восточнее мыса Утхолокский (зарисовка берегового обнажения).

1 – базальные конгломераты среднего эоцена; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – базальты и андезитобазальты; 6 – места отбора ископаемой фауны; ul – улевенейская серия; kv – снатольская и ковачинская свиты.

там, где они перекрывают подстилающие толщи. Но, как правило, это лишь предположения, основанные не на непосредственных наблюдениях несогласий, а на трансгрессивном перекрытии этими свитами более древних слоев кайнозоя и на присутствии в подошве этих свит грубообломочных пачек.

В то же время на ряде участков наблюдалось в обнажениях или закартировано резко несогласное залегание слабо дислоцированных кайнозойских толщ на интенсивно деформированных породах верхнего мела. В некоторых районах базальные горизонты таких толщ содержат фауну снатольской, ковачинской или гакхинской свит (хр. Медвежий, р. Напана к югу от пос. Тигиль). В других, приуроченных, главным образом, к осевой части Тигильского поднятия, в основании кайнозойского разреза развиты континентальные отложения, большая часть которых при геологических съемках была отнесена к хулгунской (конгломераты) или напанской (угленосные породы) свитам палеоцена и нижнего эоцена (Геология СССР, 1964). Согласно лежащие выше морские осадки содержат фауну снатольской или ковачинской свит (средний–верхний эоцен). Иными словами, здесь рисуется постепенный переход от палеоцена до среднего эоцена, в то время как в береговых разрезах на этом интервале выявлено резкое угловое несогласие. На наш взгляд, это связано не с реальной разницей в тектонической истории береговых и внутренних разрезов Западной Камчатки (которые иногда разделены лишь несколькими десятками километров), а с неточными датировками грубообломочных континентальных толщ основания кайнозоя. В большинстве случаев они основаны не столько на палеонтологической характеристике конкретных обнажений, сколько на их литологической корреляции со стратотипическими разрезами хулгунской и напанской свит в бассейнах рек Снатол и Тигиль. Как показали исследования последних лет, в этих районах значительная часть континентальных толщ содержит среднеэоценовую флору и является возрастным аналогом морской снатольской свиты (Гладенков и др., 1991). По нашему мнению, согласное залегание среднего эоцена на нижнем нигде на Западной Камчатке надежно не доказано.

Таким образом, если говорить о Западной Камчатке в целом, то в разрезе кайнозоя этой структурно-формационной зоны намечаются три интервала, где не наблюдалось надежно установленных согласных соотношений. Это переход от мела к палеоцену, от нижнего к среднему эоцену и от миоцена к плиоцену. Второму и третьему уровням соответствуют хорошо наблюдаемые в обнажениях угловые несогласия. Правда, предплиоценовое несогласие ввиду ограниченности выходов плиоцена наблюдается редко, но с тектоническими движениями в конце миоцена мож-

но связать общую деформированность кайнозойских толщ субрегиона, включая верхний миоцен.

Значительно неопределеннее ситуация на границе мела и кайнозоя, и ее мы должны рассмотреть подробно с учетом не только прямых, но и косвенных свидетельств за и против существования на этом уровне регионального углового несогласия. Верхний мел Западной Камчатки, выходящий в ядра крупных антиклиналей и в ограниченных разрывах тектонических блоках, представлен, с одной стороны, кремнисто-туфогенными и вулканогенными толщами (ирунейская свита сантон-кампана, усть-паланская свита предположительно маастрихтского возраста), а с другой стороны – морскими терригенными толщами верхов омгонской серии, относящимися к сантону и кампану. При этом предполагается, что кремнисто-вулканогенные толщи либо наращивают разрез терригенных, либо, как восточнее, в Срединном хребте, являются возрастными аналогами их верхней части и перекрывают их по движению. Отсутствие переходных разрезов указывает в таком случае на значительную амплитуду надвигания. Большая часть меловых комплексов сложена относительно глубоководными фациями. Вместе с тем усть-паланская свита накапливалась вблизи вулканических островов, а на Утхолокском полуострове терригенная толща предпологаемых верхов мела содержит листовую флору (Челебаева, Шанцер, 1988).

Стиль деформации меловых пород сильно зависит от их состава. Терригенные породы обычно смяты в мелкие крутые складки, интенсивно кливажированы, местами расчешуены, а иногда даже слабо метаморфизованы (хотя в этих случаях отнесение пород к верхнему мелу аргументировано слабо). Интенсивная складчатость типична и для ирунейской свиты. В то же время, по наблюдениям А.Е. Шанцера, на некоторых участках (Кинкильский п-ов, междуречье Напаны и Тигиля) мел залегает относительно спокойно.

Нижнепалеогеновые (палеоцен-нижнеэоценовые) осадочные толщи Западной Камчатки формационно однородны, представлены параличскими, часто грубообломочными молассоидами, в составе которых много продуктов размыва меловых толщ (Григоренко, 1981), но чаще преобладают кайнотипные эффузивы. В этом отношении они близки к базальным горизонтам среднего эоцена, которые также часто представлены параличскими грубообломочными толщами, что иногда является источником ошибок при их корреляциях.

Деформации нижнепалеогеновых толщ Западной Камчатки, наблюдавшиеся на Утхолокском полуострове и на берегу Пенжинской губы, достаточно интенсивны, и по средней крутизне залеганий нижний палеоген сопоставим здесь с верхним мелом. Однако мелкие складки, плейчатость и кливаж, типичные для пород омгонской

серии, наблюдаются в палеогене лишь вдоль узких приразломных зон.

Определенная смена формаций, молассоидный характер разреза и некоторое ослабление деформаций по сравнению с верхним мелом указывают на важные события, приведшие к изменению общего структурного плана и обстановки осадконакопления на Западной Камчатке. Многие говорят за то, что они сопровождались деформацией и разрывом меловых толщ, а эти процессы неизбежно ведут к появлению в разрезе углового несогласия. Поэтому отсутствие в западно-камчатских разрезах согласных переходов от мела к палеогену, скорее всего, является не случайным результатом плохой обнаженности и слабой изученности, а закономерным следствием существования на этом уровне регионального углового несогласия. Вместе с тем мы отчетливо сознаем некоторую условность этого вывода и дальнейших интерпретаций на нем основанных.

**Зона Срединного хребта.** Объединение всех развитых в Срединном хребте кайнозойских образований в единую структурно-формационную зону достаточно условно, так как северная, центральная и южная части хребта по строению кайнозоя заметно различаются.

Северная часть Срединного хребта, или Лесновское поднятие – область широкого развития верхнемеловых толщ, полуприкрытых относительно маломощным и фрагментарным чехлом кайнозоя. Верхний мел так же, как и на Западной Камчатке, представлен, с одной стороны, сравнительно глубоководными терригенными толщами, сформированными у подножия подводного склона (лесновская серия), а с другой – кремнисто-вулканогенными образованиями (ирунейская свита). Верхний возрастной предел и тех, и других оценивается как маастрихтский (Григорьев, Шапиро, 1986; Федоров, 1988). Данные о более молодом, эоценовом возрасте этих толщ (Федорчук, Извеков, 1992) нуждаются в проверке. Оба комплекса интенсивно дислоцированы и разделены региональным Лесновским надвигом, по которому ирунейская свита перемещена на запад (Шанцер и др., 1985).

Наиболее древние кайнозойские образования Лесновского поднятия – это континентальные вулканы бассейнов рек Лесная, Теви и Шаманка, отнесенные здесь к кинкильской свите, и с резким несогласием перекрывающие как лесновскую серию, так иногда и ирунейскую свиту. Кислые субвулканические тела и крупная Шаманкинская интрузия гранитов, генетически связанные с этими эффузивами, прорывают Лесновский надвиг (рис. 4). Радиологический возраст гранитов (K/Ar) по одним данным соответствует концу мела (Геологическая карта..., 1989), а по другим, более поздним, – началу среднего эоцена (Федорчук, Извеков, 1992). Наиболее древние от-

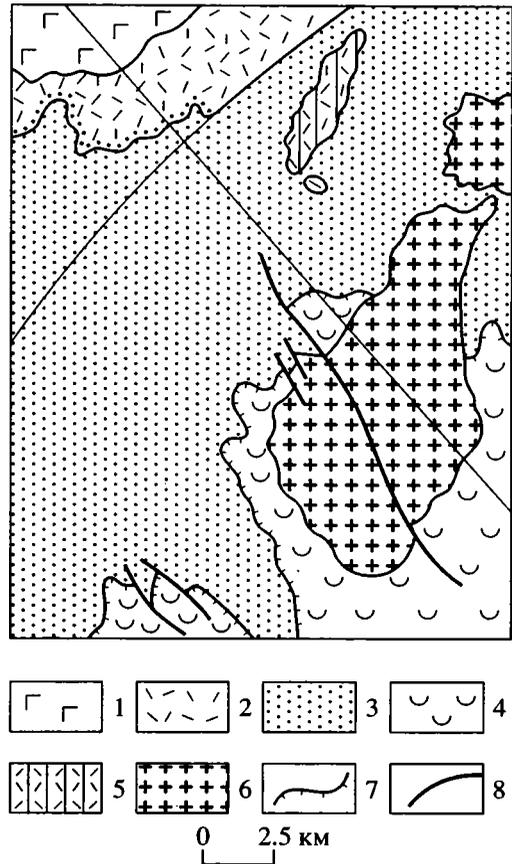


Рис. 4. Геологические соотношения меловых и палеогеновых комплексов в районе Шаманкинского гранитного массива на Лесновском поднятии.

1, 2 – палеоген, кинкильская свита: 1 – верхняя часть (базальты и андезиты); 2 – нижняя часть (дациты и риолиты); 3, 4 – верхний мел: 3 – лесновская серия (аргиллиты и песчаники), 4 – ирунейская свита (туфы, кремни, аргиллиты); 5 – субвулканические тела риолитов; 6 – граниты; 7 – Лесновский надвиг; 8 – крутопадающие разрывы.

ложения, непосредственно перекрывающие эту эффузивную серию на Лесновском поднятии – это миоценовая ильинская серия на западном борту Пусторечской впадины.

В южной и восточной частях Лесновского поднятия меловые породы с резким угловым несогласием перекрываются осадочной толщей, базальные горизонты которой в большинстве случаев относятся к среднеэоценовой снатовской свите, а верхние части имеют возраст от верхнего эоцена (ковачинский горизонт) до олигоцена (утхолокско-вивентекский горизонт). В верховьях р. Шаманки мощные базальные горизонты этой толщи в изобилии содержат гранитоиды и роговики Шаманкинского массива (Шанцер и др., 1985). Здесь возраст конгломератов по флоре определяется как ковачинский, что подтверждается ковачинско-аманинской фауной вышележащих слоев.

Очевидно, что формированию этой толщи предшествовали два этапа размыва Лесновского поднятия. Первый из них был связан с образованием Лесновского надвига, общей складчатостью пород верхнего мела и привел к угловому несогласию под кинкильской свитой. Второй обусловил размыв этой свиты и ее фундамента, включая очаговые зоны вулканов. Неясности в датировке кинкильской свиты Лесновского поднятия не позволяют однозначно определить возраст этих событий. Если параллелизовать ее со свитой Кинкильского мыса к северу от Паланы, как это обычно делается, то тогда стратиграфический перерыв, соответствующий первому этапу размыва охватывает палеоцен и первую половину эоцена, и более точная датировка складчатости, приведшей к угловому несогласию в основании кинкильской свиты, невозможна. В этом случае второй этап размыва Лесновского поднятия следует относить к концу среднего эоцена (граница снатольской и ковачинской свит), а этому противоречит строение эоценовых разрезов его обрамления, где на границе этих свит обычно отмечается углубление бассейна. Если же кинкильскую свиту Лесновского поднятия параллелизовать с палеоцен-нижнеэоценовыми эффузивами Западной Камчатки (мыс Кахтанинский, Утхолокский полуостров), то эти два этапа глубокого размыва совпадают по времени с этапами формирования там угловых несогласий: на границе мела и палеогена и в начале среднего эоцена.

В отличие от Западной Камчатки в северной части Срединного хребта не известны большие непрерывные разрезы кайнозоя. Тем не менее здесь локально фиксируются согласные соотношения ряда свит: от среднеэоценовой снатольской до нижнемиоценовой кулувенской (Геологическая карта..., 1989). Среднемиоценовые ильинская и этолонская свиты на более древнем кайнозое, как правило, залегают с размывом, и слабые угловые несогласия фиксируются только там, где они перекрывают кинкильскую свиту.

В осевой части Срединного хребта, на восточных склонах Лесновского поднятия помимо осадочных кайнозойских толщ широко развиты континентальные эффузивы, ранее относившиеся к нижне-среднемиоценовой березовской свите и миоплиоценовой алнейской серии. В основании обоих комплексов показывались региональные угловые несогласия. При более поздних геологических съемках были выявлены постепенные переходы от ильинской свиты вверх к вулканическим породам. Внутри вулканической серии наряду с постепенными переходами описаны и угловые несогласия, имеющие, скорее всего, локальную, вулкано-тектоническую природу. Только в основании самого верхнего, плиоцен-четвертичного вулканического комплекса, почти по-

всеместно залегающего горизонтально, угловое несогласие имеет региональный характер.

В южной части Срединного хребта, или Малкинском поднятии, широко развиты домеловые (метаморфические) и меловые породы, а кайнозой в виде небольших полей развит лишь на флангах этого поднятия. Верхний мел так же, как и на севере, представлен терригенными толщами, распространенными преимущественно на западных склонах хребта (кихчикская серия), и кремнисто-вулканогенными толщами, преобладающими на его восточных склонах (ирунейская и кирганикская свиты). Самые молодые из терригенных и кремнисто-вулканогенных толщ относятся к маастрихту и, возможно, к данию (Поздеев, Петрина, 1984).

Наиболее древние кайнозойские образования на западных склонах хребта в его южной части – это континентальные вулканы черепановской свиты, по абсолютному возрасту соответствующие палеоцену (устное сообщение Д.И. Бабушкина). Их непосредственные контакты с подстилающим мелом не обнажены, но относительно спокойное залегание вулканических пород контрастирует со сложной структурой меловых пород, что угловое несогласие в основании черепановской свиты не вызывает сомнения. Более молодые образования включают фрагменты среднеэоценовых, олигоценовых и миоценовых свит, с несогласием перекрывающих мел. Контакты между этими свитами наблюдаются очень редко, и выделить уровни, соответствующие возможным внутрикайнозойским угловым несогласиям на этом участке нельзя.

На восточных склонах Малкинского поднятия самые древние кайнозойские осадочные породы по флоре и моллюскам относятся к снатольской свите, контакты которой с мелом обнажены очень плохо. В северной части поднятия мел с угловым несогласием перекрыт вулканическими породами, выделенными здесь в березовскую свиту (миоцен), но их точная датировка отсутствует.

Центральная часть Срединного хребта – область почти сплошного развития плиоцен-четвертичных вулканических пород, из-под которых лишь в глубоких врезках или в отдельных поднятых блоках выходят доплиоценовые породы. Самые древние из них, описанные Ю.В. Жегаловым в составе нижней части так называемой анавгайской серии, относятся к олигоцену, обнажены на восточных склонах хребта по правым притокам р. Еловки и представлены преимущественно эффузивами кислого и среднего состава. Значительно шире распространены среднемиоценовые эффузивы и туфы кавалинской свиты. Выше с небольшим угловым несогласием залегают вулканические породы нижнеплиоценовой кахтунской свиты (Валов и др., 1978).

Если суммировать данные по всей структурно-формационной зоне Срединного хребта, то в ее кайнозойском разрезе можно выделить два интервала, в пределах которых не наблюдалось постепенных переходов между толщами и которым могут соответствовать деформации, обусловившие большую часть наблюдаемых угловых несогласий. Верхний отвечает промежутку между средним миоценом и плиоценом, а нижний, весьма широкий, включает палеоцен и нижний эоцен. Столь широкий диапазон нижнего интервала обусловлен отсутствием в Срединном хребте надежно доказанных палеоценовых и нижнеэоценовых толщ. Есть основания полагать, что к этому интервалу относятся кинкильская свита Лесновского поднятия и черепановская – на юге Срединного хребта. В этом случае в Срединном хребте так же, как и на Западной Камчатке, можно будет выделить региональные угловые несогласия, соответствующие переходу от мела к палеоцену и началу среднего эоцена. Если же эти плохо датированные толщи по возрасту близки к снатольской свите (что полностью исключить нельзя), то вопрос о возрасте деформаций, приведших в Срединном хребте к несогласию под средним эоценом, остается открытым.

Учитывая близость как верхнемеловых, так и палеогеновых комплексов Западной Камчатки, с одной стороны, и Срединного хребта – с другой, наиболее вероятно проявление в обеих зонах одних и тех же этапов деформаций: на границе мела и палеогена и в начале среднего эоцена.

**Центрально-Камчатский прогиб.** Палеоген-неогеновый разрез Центрально-Камчатского прогиба известен плохо, так как почти вся его площадь покрыта четвертичными образованиями или морем. В осевой части прогиба кайнозой вскрыт только на водоразделе рек Еловка и Озерная, где его разрез изучен недостаточно. В южной части прогиба оба его борта сложены преимущественно мелом. Западный борт северной части прогиба по строению кайнозойского разреза близок к Срединному хребту. Доснатольские горизонты здесь не обнажаются. Единственный на Камчатке хорошо изученный разрез кайнозоя, который можно рассматривать именно как разрез Центрально-Камчатского прогиба описан в северо-западной части о. Карагинского (Гладенков и др., 1992).

Этот остров зоной крупных продольных разломов разделен на две части. Стратиграфия юго-восточной части близка к стратиграфии восточных хребтов Камчатки. На северо-западе острова разрез начинается с туфогенно-осадочной свиты мыса Тонс среднего–верхнего эоцена и наращается осадочными, реже туфогенными слоями олигоцена, миоцена и плиоцена. При этом в разрезе нет ни одного углового несогласия, хотя небольшие размывы зафиксированы в основании

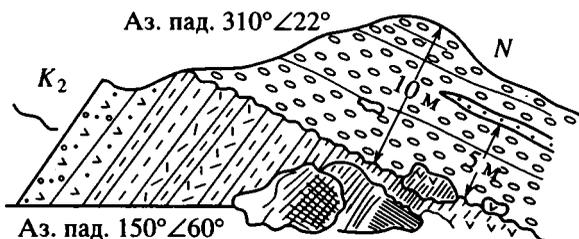


Рис. 5. Угловое несогласие между меловыми и неогеновыми толщами на севере о. Карагинского (устье р. Северной).

Условные обозначения см. на рис. 2.

ильхатунской свиты (олигоцен), свиты мыса Плоского (верхи среднего миоцена), юнкюньваямской свиты (верхний миоцен) и плиоценовой лимимтеваямской свиты. Структура северо-западной части о. Карагинского простая – это осложненная небольшими перегибами моноклираль. Ближе к разрывам на границе с восточной частью острова наблюдаются крутые залегания, мелкие чешуи и складки.

Подошва свиты мыса Тонс не наблюдалась, но трансгрессивное залегание свиты мыса Плоского на крутопадающих меловых (маастрихтских) слоях восточной части острова хорошо видно к югу от устья р. Северной (рис. 5). Это ярко выраженное угловое несогласие при согласном залегании свиты мыса Плоского на нижележащих отложениях в основном разрезе позволяет предполагать сильные деформации между маастрихтом и средним эоценом.

В качестве разреза, характеризующего палеоген Центрально-Камчатского прогиба, нередко рассматривается разрез Ильпинского полуострова – один из стратотипов палеогена Карякско-Камчатской области, где достигнуто дробное зональное расчленение по известковому микропланктону (Волобуева и др., 1994). Характерная его особенность – отсутствие угловых несогласий от верхов мела до олигоцена включительно. Правда, на границе мела и палеогена существует параллельное несогласие (оно маркируется конгломератами), а в среднем эоцене имеются признаки размыва (грубообломочные пачки килакирнунской свиты в тонких терригенных породах). Несогласие или размыв намечается только в основании средне-верхнемиоценовой континентальной корфовской серии в районе бухты Корфа (Гладенков и др., 1987).

Отсутствием угловых несогласий в интервале между мелом и средним эоценом разрез Ильпинского полуострова отличается от большинства разрезов Камчатки. Не наблюдались такие несогласия и непосредственно к северо-востоку, в Олюторской зоне Корякского нагорья. Но если здесь описаны разрезы с согласным залеганием

палеоценовых отложений на верхнемеловых, то разрезы с непрерывным переходом от нижнего эоцена к среднему здесь не известны. Поэтому этот интервал времени остается наиболее вероятным возрастом интенсивных деформаций, характерных для верхнемеловых и палеоцен-нижнеэоценовых комплексов Олюторской зоны. В этом случае согласное залегание среднего эоцена на нижнем на Ильпинском полуострове, скорее всего, связано с локальным отсутствием здесь постскладчатого поднятия и размыва в начале среднего эоцена. Нельзя, однако, исключить и того, что деформации в Олюторской зоне, включая Ильпинский полуостров, развивались асинхронно с деформациями на Камчатке.

*Зона восточных хребтов.* Кайнозойские образования этой зоны занимают различное структурное положение. На хр. Тумрок, в осевых частях хребтов Кумроч и Валагинский и на их западных склонах досреднеэоценовый кайнозой представлен терригенным флишем дроздовской и тальниковской свит. Последняя содержит палеоцен-нижнеэоценовый комплекс планктонных фораминифер (Бахтеев и др., 1994). Эти свиты согласны и с постепенным переходом сменяют вулканогенные толщи, относящиеся, главным образом, к верхнему мелу, но, возможно, включающие и основание палеоцена (хапицкая свита, валагинская серия). Вместе с подстилающим мелом нижнепалеогеновый флиш смят в серию крутых складок и чешуй, иногда с заметной юго-восточной вергентностью.

На восточных склонах хребтов Кумроч и Валагинский к нижней части палеогена относится пестрая по составу ветловская свита, образующая серию чешуй с восточной вергентностью. Это относительно глубоководная, преимущественно глинистая толща, в разных своих частях обогащенная кремнистыми породами, песчаниками, гравелитами, туфами и базальтами (Шапиро и др., 1984). Ни подошва, ни кровля этого комплекса нигде не вскрыты. Более того, сложная тектоническая структура препятствует однозначной интерпретации последовательности напластования внутри него. Радиолярии и планктонные фораминиферы, собранные из разных частей ветловской свиты, относятся к палеоцену и нижней части эоцена (Цуканов, 1991; Бахтеев и др., 1994). Аналоги этой толщи слагают юго-восточную часть о. Карагинского (Чехович и др., 1990).

Западной границей распространения ветловской свиты служит крупный Ветловский надвиг, по которому мел и нижний палеоген осевой части хребта надвинуты на юго-восток. В Валагинском хребте этот надвиг сопровождается мощной зоной осадочного меланжа (Бахтеев и др., 1994). Восточной границей зоны восточных хребтов является либо надвиг на границе с Тюшевским про-

гибом (хр. Кумроч), либо покров более молодых пород. Таким образом, по составу досреднеэоценовых комплексов зона восточных хребтов четко разделяется на две продольные подзоны, границей которых является Ветловский надвиг.

Среднеэоцен-миоценовые отложения в зоне восточных хребтов приурочены, главным образом, к двум поперечным депрессиям. Первая из них – это южная часть Валагинского хребта. Средний эоцен развит здесь на двух небольших участках: на р. Константиновской и на р. Корниловской. На первом участке откартировано резко несогласное залегание фаунистически охарактеризованных среднеэоценовых терригенных шельфовых осадков на осадочном меланже Ветловского надвига (Бахтеев и др., 1994). Эоцен в свою очередь трансгрессивно перекрыт миоценом, но непосредственный контакт между ними не наблюдался, и об угловом несогласии с уверенностью говорить нельзя. Верхний миоцен согласно лежит на среднем и с угловым несогласием перекрыт плиоценовыми вулканитами.

На р. Корниловской к среднему эоцену относится самая нижняя часть мощной песчано-глинистой трансгрессивно-регрессивной серии, разными горизонтами налегающей на ветловскую свиту, отделяясь от нее поверхностью углового несогласия. Кровля этой серии относится к среднему миоцену. Выше без углового несогласия, но местами, вероятно, с размывом залегает преимущественно конгломератовая толща среднего-верхнего миоцена, с несогласием перекрытая вулканогенными породами плиоцена (щапинская свита и тумрокский комплекс). Плиоценовые вулканиты широко распространены в восточных хребтах и, как правило, дислоцированы очень слабо с сохранением первичных наклонов пород.

Вторая область широкого распространения среднеэоцен-миоценовых отложений в зоне восточных хребтов – это полуостров Озерной, северное погружение хр. Кумроч и депрессия между ними. Наиболее древние части кайнозойского разреза относятся здесь к верхней части среднего эоцена и представлены на п-ве Озерном конской свитой (Литвинов и др., 1990), а в хр. Кумроч – правокротонской (данные М.Е. Бояриновой). И на полуострове, и в хребте средний эоцен согласно перекрывается отложениями верхнего эоцена-среднего миоцена. Вместе со средним эоценом они образуют трансгрессивную серию, разными горизонтами с резким несогласием перекрывающую меловые образования. В середине среднего миоцена фиксируется размыв, но угловых несогласий внутри кайнозойского разреза не отмечено. На Озерном полуострове такое несогласие наблюдается только в основании практически не дислоцированных плиоценовых эффузивов.

Таким образом, как для северной, так и для южной частей зоны восточных хребтов характерны непрерывные разрезы от самых верхов мела до нижнего эоцена и структурно согласные толщи в интервале от среднего эоцена до верхнего миоцена. Отсутствуют разрезы с согласным залеганием среднего эоцена на нижнем и плиоцена на миоцене. Иными словами, деформации, приведшие к резким угловым несогласиям, были возможны лишь на переходе от раннего эоцена к среднему и от миоцена к плиоцену.

**Тюшëвский прогиб.** В качестве Тюшëвского прогиба обычно выделяется относительно узкая и очень неравномерно обнаженная полоса развития мощных, интенсивно дислоцированных терригенных толщ верхней половины палеогена и миоцена, отделяющая от остальной Камчатки восточные полуострова: Шипунский, Кроноцкий и Камчатский Мыс, где преобладают меловые и нижнепалеогеновые комплексы. На широте Шипунского полуострова это, по существу, несколько узких надвиговых чешуй. На широте Камчатского Мыса это также узкая полоса, с северо-запада ограниченная надвинутыми нижнепалеогеновыми породами хр. Кумроч, а с юго-востока перекрытая четвертичными отложениями. И только на Кроноцком перешейке прогиб обнажен почти на всю его ширину. Наиболее древние отложения представлены здесь песчано-аргиллитовыми толщами, относящимися, по данным М.К. Бахтеева, ко второй половине эоцена. Выше без углового несогласия, хотя, возможно, и с разрывом, залегает кремнисто-глинистая олигоцен-нижнемиоценовая(?) чажминская свита. Нижне-среднемиоценовый интервал разреза представлен флишоидной тюшëвской серией. Описано ее согласное залегание на аналогах чажминской свиты (Арсанов, 1978). Присутствие верхнего миоцена в этом пока еще недостаточно изученном разрезе не доказано, хотя и вполне вероятно. Суммарная мощность кайнозой Тюшëвского прогиба превышает 4000 м. Он смят в складки и собран в несколько чешуй, разделенных надвигами, наиболее восточный из которых известен как надвиг Гречишкина. Вся эта система структур с резчайшим угловым несогласием перекрыта практически недислоцированными плиоценовыми вулканитами (рис. 6).

Севернее, в районе Усть-Камчатка, где обнажены лишь небольшие фрагменты Тюшëвского прогиба, в его олигоцен-миоценовом разрезе несогласия не зафиксированы. Важно, однако, отметить, что залегающие здесь в основании разреза конгломераты, условно относящиеся к олигоцену, в значительной мере состоят из обломков пород палеоценовой тарховской свиты, развитой на полуострове Камчатский Мыс. Это говорит о глубоком предолигоценном(?) разрыве зоны полуостровов (или ее северной части).

Таким образом, характерной чертой Тюшëвского прогиба, по-видимому, является непрерыв-

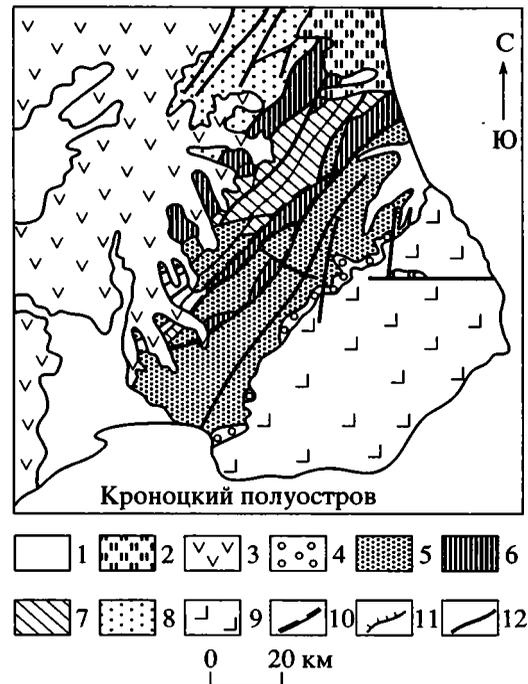


Рис. 6. Схема геологического строения Кроноцкого перешейка.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – осадочные толщи плиоцена; 3 – плиоцен-четвертичные вулканиты; 4 – ракитинская свита; 5 – тюшëвская серия; 6 – чажминская свита; 7 – тундровская свита (эоцен); 8, 9 – меловые и нижнепалеогеновые толщи; 8 – восточных хребтов, 9 – Кроноцкого полуострова; 10 – зона надвига Гречишкина; 11 – надвиг на границе зоны восточных хребтов и Тюшëвского прогиба; 12 – прочие разрывы.

ность его разреза от среднего эоцена до среднего миоцена. В то же время здесь фиксируются перерыв между средним миоценом и плиоценом и резкое угловое несогласие в основании плиоцена, соответствующее, скорее всего, складчатости на границе миоцена и плиоцена.

**Зона восточных полуостровов** включает (с севера на юг) полуострова Камчатский Мыс, Кроноцкий и Шипунский. В этой зоне наиболее мощный и полный разрез нижнего палеогена описан на севере полуострова Камчатский Мыс, где вулканогенно-осадочная столбовская серия охватывает интервал от маастрихта до низов верхнего эоцена (Беньямовский и др., 1992). Угловые несогласия в этом разрезе не описывались, но, вероятно, есть скрытый перерыв на границе нижнего и среднего эоцена, маркируемый выпадением фаунистических зон и горизонтами конгломератов. Подошва серии не вскрыта, и ее соотношения с домаастрихтским мелом (африканской серией) не известны. Столбовская серия смята в крупные складки, перекрытые только плио-плейстоценовым чехлом ольховской свиты. Единственное косвенное

свидетельство возраста этой складчатости – уже упоминавшиеся обломки пород нижней части столбовской серии (тарховской свиты) в олигоценовых(?) конгломератах Тюшэвского прогиба.

В южной части полуострова, где преобладают интенсивно дислоцированные меловые комплексы, закартировано несколько мелких блоков и тектонических чешуй, сложенных миоценовыми осадками. Значительно более спокойное залегание ольховской свиты говорит о деформациях в конце миоцена–начале плиоцена. В то же время и сама ольховская свита местами сильно деформирована, что определяется активной тектоникой этого блока, расположенного на сочленении двух островных дуг.

На Кроноцком полуострове стратиграфия развитых здесь верхнемеловых и нижнепалеогеновых толщ пока не имеет однозначной интерпретации. Долгое время здесь выделялись свита мыса Каменистого (коньяк–даний) и перекрывающая ее с угловым несогласием нижнепалеогеновая кроноцкая серия, разделенная на кубовскую и козловскую свиты (Садреев, Долматов, 1965). В свите мыса Каменистого выделялись две толщи: нижняя, содержащая коньяк–кампанских радиолярий, и верхняя, где в одной точке были определены радиолярии верхнего мела – нижней части палеоцена (Цуканов, 1991). Эти толщи разделены разрывами и зонами серпентинитового меланжа. Новые определения планктонных фораминифер и нанопланктона из верхней толщи имеют эоценовый возраст (Беньямовский и др., 1992). Нижняя, кубовская свита кроноцкой серии, которая ранее относилась к палеоцену (Серова, 1966), согласно новым определениям планктонных фораминифер и нанопланктона, относится частично к верхам нижнего и в основном к среднему эоцену. Поскольку кубовская свита имеет стратиграфические контакты только с верхней толщей свиты мыса Каменистого, то они (с учетом новых датировок) говорят только о соотношениях внутри палеогена, а характер мел–палеогеновой границы остается здесь неизвестным. Угловое несогласие в основании кубовской свиты также нельзя считать неизвестным. Угловое несогласие в основании кубовской свиты также нельзя считать доказанным. Во всяком случае, в тех обнажениях, где такое несогласие описывалось (Цуканов, 1991), нижний комплекс представлен подушечными базальтами, в которых точное определение залегания невозможно. Присутствие в конгломератах кубовской свиты обломков гипербазитов также не может считаться решающим доводом в пользу несогласия в ее подошве.

Характерной особенностью разреза Кроноцкого полуострова является устойчивость достаточно специфической геохимической характеристики базальтов, начиная от верхов мела (нижняя

толща свиты мыса Каменистого), до верхов среднего эоцена (козловская свита) (Хубуная, 1987). Это можно рассматривать как довод в пользу отсутствия в это время резких перестроек в тектоническом развитии района. В то же время размыв в основании кубовской свиты и отсутствие в разрезах Кроноцкого полуострова фаунистически охарактеризованного палеоцена и большей части нижнего эоцена позволяет предполагать на этом уровне существование перерыва, связанного с тектоническими деформациями.

В основании козловской свиты, перекрывающей кубовскую, как правило, наблюдается размыв, а местами и слабые угловые несогласия.

На западных склонах горного массива Кроноцкого полуострова, на границе с Тюшэвским прогибом козловская свита с отчетливым угловым несогласием перекрыта маломощной, выклинивающейся к востоку терригенной толщей, базальная часть которой, включающая угленосные слои, песчаники с ракушняками, а также кремнисто–глауконитовые породы, выделена в ракитинскую свиту. Моллюски, бентосные фораминиферы и диатомовые водоросли ракитинской свиты позволяют сопоставлять ее с основанием кавранской серии Западной Камчатки (средний миоцен). В то же время вышележащая терригенная толща по литологии и моллюскам ранее сопоставлялась с нижнемиоценовой тюшэвской серией Тюшэвского прогиба. Литологические аналоги кремнисто–глауконитовых слоев ракитинской свиты вскрыты скважинами под тюшэвским флишем на р. Конусной. В связи с этим А.С. Арсанов (1978) предполагал дотюшэвский (олигоценовый) возраст ракитинской свиты. Так или иначе здесь существует угловое несогласие между эоценом и средним миоценом, но возраст обусловивших его движений еще предстоит уточнить. Не исключено, что именно с этими деформациями связано формирование надвигов и серпентинитовых меланжей в верхнемеловых и нижнепалеогеновых толщах восточной части Кроноцкого полуострова.

На Шипунском полуострове нижний палеоген по своему строению близок к разрезу Кроноцкого полуострова, и также разделяется на кубовскую и козловскую свиты. Более молодые кайнозойские толщи маломощны и фрагментарны, но, по устному сообщению А.М. Литвинова, здесь зафиксировано угловое несогласие в основании морских осадков плиоцена, перекрывающего миоцен.

Сравнение полуостровов на первый взгляд обнаруживает существенную разницу в строении Камчатского Мыса и Кроноцкого полуострова. Если на первом развит непрерывный разрез от маастрихта до верхнего эоцена, то на втором вырисовывается большой перерыв между кампаном и самыми верхами нижнего эоцена. Возмож-

но, это отражение объективных отличий в поздне-меловом–раннекайнозойском развитии этих двух участков, но не менее вероятно, что обнаружению недостающих частей разреза на Кроноцком полуострове препятствуют надвиговые смещения и преимущественно эффузивный состав толщ. Последнеэоценовое развитие полуостровов сходно тем, что на протяжении этого времени они были областями поднятий, где разрез сокращен и фрагментарен, в связи с чем корреляция перерывов и несогласий здесь весьма затруднена. Тем не менее предплиоценовое несогласие фиксируется на Камчатском Мысе и на Шипунском полуострове.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

*Распределение несогласий во времени.* Приведенные данные позволяют сделать некоторые общие выводы о времени возникновения и пространственном распределении угловых несогласий в кайнозое Камчатки. Как показано на рис. 7, деформации, приведшие к наиболее резким из несогласий, были распределены во времени не случайно, а приурочены прежде всего к трем относительно узким интервалам: переходу от мела к палеогену, к началу среднего эоцена и к границе миоцена и плиоцена.

На первом временном интервале деформации охватили западную часть полуострова, включающую собственно Западную Камчатку и Срединный хребет, где не известны разрезы с непрерывным переходом от мела к палеогену. Вблизи этого уровня здесь происходит региональная смена формаций и степени дислоцированности пород, а иногда непосредственно в обнажениях наблюдаются стратиграфические несогласия (р. Анадырка). В то же время бесспорные угловые несогласия между мелом и нижним палеогеном непосредственно в обнажениях не зафиксированы, что вносит определенную условность в вывод о региональной фазе деформаций на этом уровне. Прогресс в решении этого вопроса зависит прежде всего от уточнения возраста ряда толщ, в частности кинкильской свиты Лесновского поднятия и черепановской свиты на юге Срединного хребта.

В восточной части Камчатки существование перерыва на этом уровне возможно лишь на Кроноцком полуострове, где фаунистические доказательства существования маастрихтских, палеоценовых и большей части нижнеэоценовых слоев очень ненадежны. Однако здесь на этом уровне не наблюдается смены формаций и степени дислоцированности пород, что говорит в пользу отсутствия резкого несогласия между мелом и палеогеном.

Деформации следующего этапа, соответствующего первой половине среднего эоцена, в той

или иной степени охватили практически всю Камчатку. Разрезы, где средний эоцен согласно или, во всяком случае, без заметного в обнажениях перерыва сменяет нижний эоцен, известны только на Ильпинском полуострове, на полуострове Камчатский Мыс и на Кроноцком полуострове. Однако в первых двух случаях в середине среднего эоцена фиксируются размывы, а на Кроноцком полуострове размыв намечается в самых верхах нижнего эоцена. Резкие угловые несогласия между нижним и средним эоценом надежно зафиксированы на Западной Камчатке и в восточных хребтах, а веские, хотя и косвенные, доказательства в пользу среднеэоценовой деформации, приведшей к угловым несогласиям, известны в Срединном хребте и на восточном борту Центрально-Камчатского прогиба (о. Карагинский).

В течение длительного времени с середины эоцена до конца миоцена в кайнозойских разрезах Камчатки не формировались региональные угловые несогласия, но медленное, прерывистое распространение трансгрессии на сушу, сформированную в середине эоцена, привело к хорошо наблюдаемым в обнажениях угловым несогласиям в основании верхнеэоцен-миоценовых толщ там, где они подстилаются нижним палеогеном, верхним мелом или более древними образованиями. Есть и исключения из этого правила. Часть из них связана с несогласиями в вулканических комплексах или в их основании, как, например, в подошве свиты Кинкильского мыса на Западной Камчатке. Другая скорее всего связана с локальными деформациями; например несогласие в основании ракинской свиты на Кроноцком полуострове. При этом не исключено, что в других частях Камчатки этому событию отвечает стадия поднятия, приведшая к перерыву, характерному для основания среднего миоцена.

В конце миоцена на Камчатке вновь происходит региональная тектоническая деформация, приведшая к угловым несогласиям, наблюдаемым во всех структурно-формационных зонах полуострова. Единственный на Камчатке разрез, где между миоценом и плиоценом зафиксированы структурно согласные отношения – это разрез о. Карагинского на восточном борту Центрально-Камчатского прогиба. Но эти наблюдения относятся к одному небольшому обнажению и не могут служить абсолютно надежным аргументом в пользу отсутствия предплиоценовых деформаций в этой части региона.

Тектонические деформации на Камчатке происходили и позже: в плиоцене и в середине четвертичного периода, но в этой статье они не рассматриваются.

*Структурная позиция несогласий.* Пространственное распределение деформаций, приведших к формированию главных угловых несогласий в

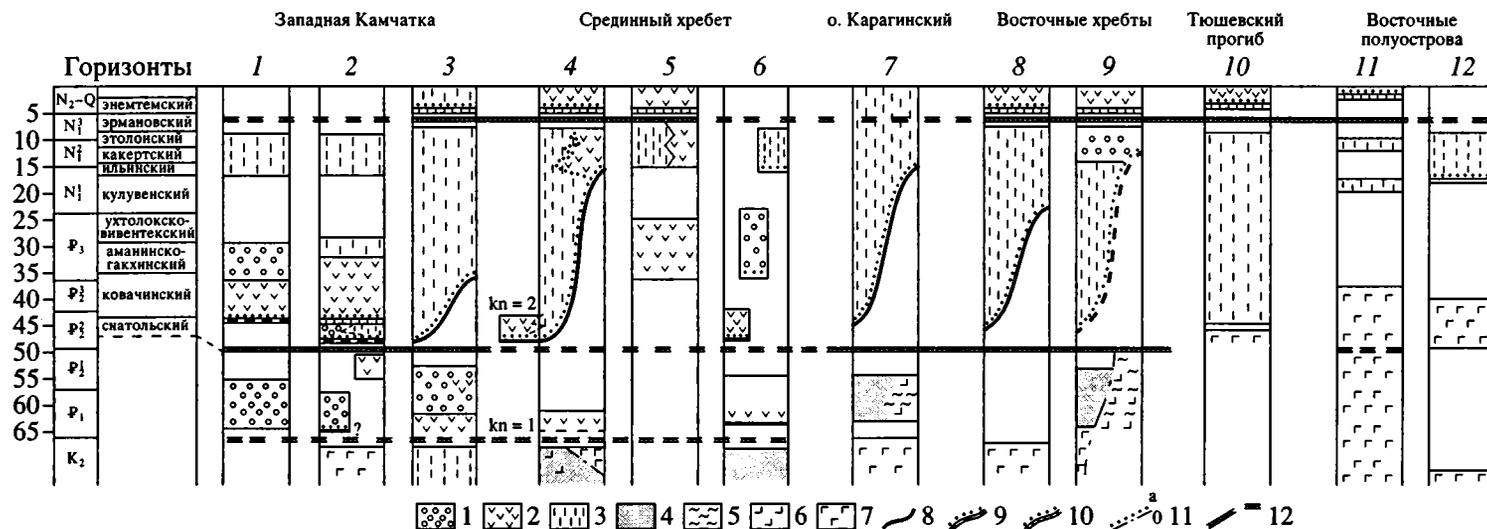


Рис. 7. Положение угловых несогласий в кайнозойских разрезах Камчатки.

1 – континентальные и параличские толщи; 2 – субаэральные вулканиты; 3 – морские, шельфовые, преимущественно терригенные толщи; 4 – относительно глубоководные терригенные толщи (преимущественно флиш); 5 – кремнисто-глинистые туфогенные толщи; 6 – субокеанические базальты; 7 – эффузивно-туфовые морские толщи с островодужными вулканитами; 8–10 – угловые несогласия с залеганием кайнозойских толщ: 8 – на мелу, 9 – на палеоцене и нижнем эоцене, 10 – на среднеэоцен-миоценовых комплексах; 11 – границы одновозрастных формаций: а – фациальные, б – тектонические; 12 – возрастные уровни тектонических деформаций, приведших к главным угловым несогласиям в кайнозойском разрезе (прерывистая линия там, где несогласия не наблюдались или плохо датированы).

kn-1, kn-2 – два возможных стратиграфических положения кинкильской свиты северной части Срединного хребта.

Номера колонок соответствуют номерам на рис. 1.

1 – восточный берег Пенжинской губы; 2 – район пос. Палана; 3 – Ухтолокский п-ов; 4 – Лесновское поднятие; 5 – восточный склон центральной части Срединного хребта; 6 – южная часть Срединного хребта; 7 – о. Карагинский; 8 – п-ов Озерной (по А.М. Литвинову и др., 1990); 9 – Валагинский хребет, южная часть; 10 – Тюшёвский прогиб; 11 – полуостров Камчатский Мыс; 12 – Кроноцкий полуостров.

кайнозой Камчатки достаточно закономерно. Деформации первого этапа охватили западную половину полуострова, а деформации каждого следующего этапа распространялись все дальше на восток, проявляясь, тем не менее, и там, где ранее происходили деформации более ранних этапов. Однако при этом можно заметить, что наиболее интенсивное проявление этих деформаций и, соответственно, наиболее резкие угловые несогласия каждого этапа наблюдаются в тех зонах, где не зафиксированы деформации предыдущего этапа. В этом нет ничего удивительного, поскольку рассматриваемые несогласия, как уже отмечалось во "Введении", связаны со вполне определенным типом дислокаций, обусловленных смятием осадочно-вулканогенного чехла складчатой области. Каждый этап такого смятия консолидирует кору, затрудняя ее последующую деформацию. Как правило, такие деформации не охватывают равномерно всю складчатую область, а концентрируются вдоль относительно узких зон, за пределами которых заметно слабеют.

В связи с этим можно отметить, что область проявления углового несогласия между мелом и нижним палеогеном Камчатки в самом первом приближении совпадает с областью интенсивного смятия меловых пород по обе стороны от Лесновского надвига. Границы этой складчато-надвиговой зоны достаточно неопределенны, так как с запада она обрезается берегом Охотского моря, а возраст складок в меловых породах восточных склонов Срединного хребта нам не известен. Но уже Восточный хребет к этой зоне не относится, так как там интенсивная складчатость проявилась значительно позднее.

Хотя несогласие следующего, среднеэоценового уровня распространено шире (от западного побережья до восточных хребтов), наиболее резкие структурные отличия среднеэоцен-миоценовых отложений от подстилающих нижнепалеоценовых наблюдаются на Восточной Камчатке в зоне Ветловского надвига, где мел и нижний палеоген смяты в крутые тектонические чешуи и сжатые складки.

Предплиоценовое несогласие лучше всего выражено в Тюшёвском прогибе, в зоне надвига Гречишкина, где среднеэоцен-миоценовые комплексы смяты весьма интенсивно. На остальной территории Камчатки структура этих комплексов существенно проще, но и несогласие между плиоценом и подстилающим кайнозойем выглядит не столь резким.

В итоге можно сделать вывод, что формирование региональных угловых несогласий в кайнозойском разрезе Камчатки и формирование трех наиболее крупных в регионе складчато-надвиговых зон (или зон смятия) было обусловлено одними и теми же деформационными процессами.

Анализ геодинамических причин этих процессов и, следовательно, природы рассмотренных угловых несогласий – самостоятельная большая тема, выходящая за рамки этой публикации. Другое направление продолжения этих исследований – сопоставление данных по угловым несогласиям Камчатки, во-первых, с данными по другим геологическим событиям этого региона, а во-вторых, – с данными по угловым несогласиям других регионов как в обрамлении Тихого океана, так и за его пределами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсанов А.С.* Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 181–191.
- Бахтеев М.К., Беньямовский В.И., Брагин Н.Ю. и др.* Новые данные по стратиграфии мезозоя–кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др.* Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
- Валов М.Г., Челебаева А.И., Чигаева Г.Б.* О перерыве между миоценовыми и плиоценовыми образованиями Быстринского хребта Центральной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 80–85.
- Волобуева В.Н., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н. и др.* Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока // Тр. СВКНИИ ДВО РАН, Магадан. 1994. Т. 1. 64 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист 0-57, (58). Палана. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
- Геология СССР: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. Т. 31. 773 с.
- Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Басилян А.Э. и др.* Детальное расчленение неогена Камчатки // М.: Наука, 1992. 206 с.
- Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н.* Морской кайнозой залива Корфа восточной части Камчатки // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 5–73.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др.* Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.* Стратиграфия и палеогеографическая основа корреляции геологических событий неогена Камчатского региона // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени: стратиграфия и палеонтология. 28-й Международный геол. конгресс. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1989. С. 127–134.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.* Геологические события палеогена Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 97–108.

- Григоренко Ю.Н.* Типы и ассоциации обломочных пород в палеогеновых свитах Западной Камчатки // Кайнозой Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 63–91.
- Григорьев В.Н., Шапиро М.Н.* Верхнемеловые вулканы перешейка Камчатки // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 58–65.
- Деятелилова А.Д.* Биостратиграфия и корреляция морских эоценовых отложений восточного побережья Пенжинской губы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1980. № 25. С. 22–30.
- Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Крикун Н.Ф. и др.* Стратиграфия палеоцен-неогеновых отложений полуострова Озерной (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 68–77.
- Поздеев А.И., Петрина Н.М.* Возраст и объем кирганской свиты Камчатки // Сов. геология. 1984. № 1. С. 50–57.
- Садреев А.М., Долматов Б.К.* Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 7. С. 122–126.
- Синельникова В.Н., Скиба Л.А., Фотьянова Л.И. и др.* Ранний плиоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1979. 238 с.
- Серова М.Я.* Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966. 94 с.
- Федоров П.И.* Геохимия и петрология позднемеловых вулканитов Камчатского перешейка // Геохимия. 1988. № 11. С. 1627–1637.
- Федорчук А.В., Извеков И.Н.* Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
- Хубуная С.А.* Высокглиноземистая плагиотолитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Цуканов Н.В.* Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.
- Челебаева А.И., Шанцер А.Е.* Новые данные по раннему палеогену Западной Камчатки // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука, 1988. С. 135–149.
- Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р. и др.* Геология западной части Берингово-морья. М.: Наука, 1990. 159 с.
- Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др.* Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
- Шапиро М.Н., Ермаков В.А., Шанцер А.Е. и др.* Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 55(1)(571.645

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ОСТРОВА ИТУРУП (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

© 1996 г. Д. И. Витухин, Т. В. Орешкина, Ю. М. Пущаровский\*, Н. В. Цуканов\*\*

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

\*\* Институт Океанологии РАН, 117581 Москва, ул. Красикова, 23, Россия

Поступила в редакцию 06.06.94 г., получена после доработки 08.12.94 г.

Остров Итуруп – наиболее крупный в Курильской островной дуге, однако до сих пор ни одной специальной геологической публикации ему не посвящалось. На острове развиты типичные островодужные образования среднего миоцена–плиоцена, характеризующиеся сложной фациальной изменчивостью. На основе изучения комплексов кремневого планктона (диатомеи, радиолярии) существенно уточнен возраст ряда свит, выделяющихся на Итурупе, а также на Кунашире. Биостратиграфически датированы трансгрессивные уровни, которые совпали с уровнями, установленными в опорном разрезе неогена Дальнего Востока на о. Карагинском (Восточная Камчатка).

**Ключевые слова.** Курильская дуга, Итуруп, Кунашир, геологическое строение, диатомеи, радиолярии.

В 1992 г. Геологическим институтом РАН были проведены исследования на о. Итуруп, наиболее крупном в пределах Курильской островной дуги. Этот остров входит в южный сегмент Больших Курил. Он простирается в северо-восточном направлении на расстояние 200 км; ширина острова в его центральной части около 40 км (рис. 1, 2). На Итурупе имеется 11 потухших и действующих вулканов, покрывающих молодыми лавами и пирокластами значительные площади. Но местами обнажены подстилающие молодые вулканиты породы, имеющие по преимуществу вулканогенно-осадочный генезис.

Наиболее значительные выходы этих пород находятся в центральной части Итурупа. Здесь же пробурено несколько скважин, наиболее глубокая из которых 1600 м (скв. 50). В условиях обычно пологого залегания толщ скважины на такую глубину представляют большой интерес для изучения разрезов.

Полевые работы проводились по Охотскому побережью в районе г. Курильска и пос. Рыбаки, по р. Саратовке, в районе м. Пржевальского и по р. Куйбышевке. Были просмотрены и опробованы на диатомеи и радиолярии керны из ряда пробуренных на острове скважин.

Особое внимание обращалось на отбор образцов для возможного обнаружения диатомей и радиолярий. Определения диатомей выполнены Т.В. Орешкиной; радиолярий – Д.И. Витухиным. Ими же даны и заключения о возрасте вмещающих толщ. В данной публикации использованы, кроме того, материалы, собранные Д.И. Витухиным на Южных Курилах в 1983 г. Они касаются не только Итурупа, но и Кунашира. Поскольку соотношения толщ на Итурупе трактуются раз-

ными исследователями по-разному, сопоставление с данными по Кунаширу, соседнему с юга острову, представляется существенно важным.

В общей сложности было отобрано около 300 образцов на радиолярии и диатомеи, включая

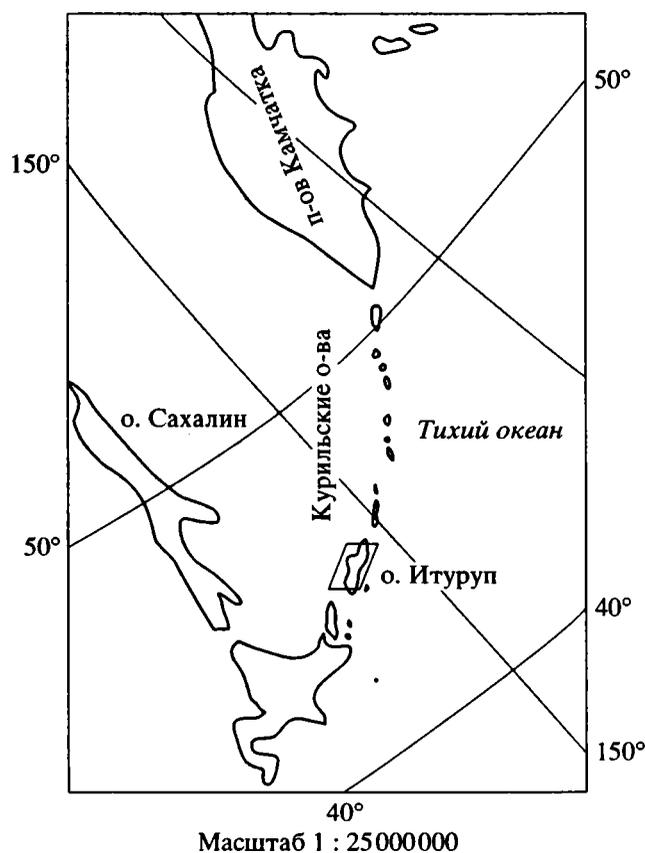


Рис. 1. Местоположение о. Итуруп.



Рис. 2. Геологическая схема о. Итуруп (Геологическая карта СССР..., 1974 с дополнениями авторов).

1 – четвертичные отложения: а – терригенные, б, в – вулканогенные: основные, средние (б), кислые (в); 2 – миоцен-плиоценовые образования; 3 – геологические границы; 4 – разрывные нарушения недифференцированные; 5 – элементы залегания: а – нормальные, б – горизонтальные; 6 – местонахождение скважин; 7 – вулканы потухшие и действующие.

коллекцию из скв. 20, пробуренной в районе г. Курильска.

Очень важен вопрос о наиболее древних образованиях на Больших Курилах. Без его решения невозможно осветить ранние этапы развития островной дуги. Остроту проблеме придает тот факт, что в сопредельной Алеутской дуге (Командорские острова) (Щербинина, 1992), так же, как и в Марианской, имеются эоценовые образования, тогда как на Курилах их никто не находил. Сразу же скажем, что наши надежды на этот счет не оправдались.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и технической политики России (Программа "Мировой океан").

### ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

В настоящее время общепринятой схемы расчленения кайнозойских образований о. Итуруп не имеется, что объясняется не только фрагментарностью их выходов, но также сильной фациальной изменчивостью и слабой палеонтологической изученностью.

Первая стратиграфическая схема островов Большой Курильской дуги была предложена японскими исследователями. По этой схеме "на крупных островах выделялись три формации: две миоценовые – иририбучи (Iribushii) и рубетсу (Rubetsu) и одна плиоценовая – чана (Shana)" (по Л.С. Жидковой и др., 1971, с. 54). Начиная с 1945 г. работы на островах проводились советскими геологами. В ряде отечественных публикаций по строению Больших Курил приводятся несколько различные схемы стратиграфического расчленения кайнозойских толщ (Ерохов, 1960; Прялухина, 1961; Вергунов, Прялухина, 1963, 1965; Серге-

ева, 1964; Геология СССР, 1964; Давыдов и др., 1968; Бевз, 1975; Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976; Шмидт, 1987; Геолого-геофизический атлас..., 1987; и др.). Наиболее полно вопросы стратиграфии кайнозойских отложений Курильских о-вов рассмотрены в нескольких работах: "Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов" (1972), "Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов" (1974) и статья Л.С. Жидковой с соавторами (Жидкова и др., 1971; 1972; 1975). В них обобщены данные предшествующих исследований и приводятся следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх):

1. В основании разреза о-ва Итуруп расположена тебеньковская свита, выделенная В.Е. Бевзом в 1964 г. Ее типовой разрез располагается в среднем течении р. Куйбышевка, у западного склона горы Тебенькова<sup>1</sup>. Отложения свиты общей мощностью около 1500 м развиты в основном в центральной части острова и в изолированных блоках на Тихоокеанском побережье. Свита сложена пирокластическими и в меньшей степени вулканогенно-осадочными и эффузивными породами основного и среднего состава, метаморфизованными до стадии заленокаменных изменений. Органических остатков в ней не обнаружено. Ее раннемиоценовый возраст условно устанавливался по положению в разрезе под фаунистически охарактеризованными породами куйбышевской свиты, которые имеют ранне-среднемиоценовый возраст (Атлас неогеновых..., 1972).

Следует отметить, что раньше в основании разреза острова выделялась свита реки Жемчуж-

<sup>1</sup> В опубликованных работах, стратиграфических словарях СССР (1956; 1982) и геологических отчетах сведения о стратотипах большинства свит отсутствуют.

ной (нижний миоцен) (Сергеева, 1964), близкая по литологическому составу и степени измененности пород к тебеньковской свите. Впоследствии ее возраст был определен как плиоценовый (Бевз, Савицкий, 1972), а свита изъята из употребления.

2. Куйбышевская свита, датируемая ранним–средним миоценом, выделена Г.М. Власовым в 1951 г. Она залегает на подстилающих отложениях с несогласием; ее мощность 1200 м. Главную роль в строении свиты играют туфодиациты, туфоалевролиты, туффиты, песчаники, опоки, меньшую – туфогравелиты, мелкогалечные конгломераты, туфоагломераты, туфобрекчии. Свита широко распространена в средней части острова и по его Охотскому побережью, где у пос. Куйбышево, по рекам Куйбышевка и Саратовка, у оз. Малое вскрываются ее типичные разрезы. Возраст отложений определен на основании изучения моллюсков.

3. Рыбаковская свита отнесена к верхнему миоцену. Она согласно залегает на отложениях куйбышевской свиты и имеет мощность 700–1400 м. Свита выделена Ю.С. Желубовским в 1951 г. по охотскому побережью между г. Курильском и пос. Рыбаки. В центральной части острова она широко распространена. Ее типовой разрез в среднем течении р. Куйбышевка был также описан Е.В. Бевзом. Свита сложена туфобрекчиями и туфоконгломератами, чередующимися с прослоями туфоалевролитов, туфодиацитов, туфопесчаников и гравелитов. Возраст отложений определен на основании изучения моллюсков и диатомей.

4. Камуйская свита (верхний миоцен–нижний плиоцен) мощностью до 1000 м выделена В.Е. Бевзом в 1963 г. в северной части острова. Ее типовой разрез располагается в бассейне р. Медвежьей. В.Б. Сергеевой соответствующие отложения, развитые в центральной части острова (реки Осенняя, Благодатная) были названы свитой реки Осенней (Сергеева, 1964). Камуйская свита залегает на отложениях рыбаковской свиты с несогласием. Ее отложения представлены преимущественно туфодиацитомитами и туфоалевролитами, с подчиненными туфоконгломератами, туфопесчаниками, гравелитами. Возраст отложений определялся на основании изучения моллюсков.

5. Парусная свита, занимающая верхнюю часть разреза, выделена Г.М. Власовым в 1948 г. на северо-западе острова. Стратотип свиты описан в р-не пос. Парусное (Стратиграфический словарь..., 1982). Ее возраст на основании изучения моллюсков, с долей условности, определяется как средне–позднеплиоценовый. Мощность свиты 1300 м. Она сложена на 70% грубообломочными породами: туфобрекчиями, туфоконгломератами, лавобрекчиями, а также потоками андезитобазальтовых лав с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и гравелитов. Залегает на подстилающих отложениях с несогласием.

Большинство геологов, проводивших съемку на острове, в той или иной мере придерживалось приведенной стратиграфической схемы.

Иная схема расчленения отложений была предложена В.М. Дуничевым в 1974 г. Он на основе широкого использования кремневого планктона (диатомей) для датировки осадочных толщ в центральной части острова сохранил лишь две свиты: камуйскую (верхний миоцен–плиоцен) и парусную (плиоцен). Основное отличие между ними – состав продуктов вулканизма – в камуйской свите в значительном объеме присутствуют кислые разности, а в парусной преобладают основные породы. Отмечено, что отложения камуйской свиты развиты по руслам рек, реже бортам долин, а породы парусной свиты слагают водоразделы.

В последние годы на о. Итуруп Итурупской гидрогеологической экспедицией и Сахалинским геологическим комитетом были проведены гидрогеологическая и геологическая съемки. Исследователи, проводившие съемку (В.И. Пчелкин и П.Ю. Ковтунович), во многом разделяют взгляды В.М. Дуничева о числе и взаимоотношении свит.

Проведенные нами исследования по Охотскому побережью в р-не г. Курильска и пос. Рыбаки, Куйбышевского залива, мыса Пржевальского, по рекам Саратовке и Куйбышевке, а также изучение кернов скважин подтверждают вывод о частных случаях фациальных взаимоотношений кайнозойских толщ и соответственно об отсутствии множественности свит. В то же время пологое залегание пород, блоковая тектоника и фрагментарность обнажений не позволяют составить единый разрез и проследить взаимоотношения между различными толщами по площади. Однако фациальные переходы между вулканогенными, туфогенно–осадочными и пропилитизированными эпигенетически измененными образованиями в ряде мест можно наблюдать непосредственно. Так, в среднем течении р. Куйбышевка, выше впадения в нее р. Рубчик, к югу от г. Верблюд можно наблюдать замещение измененных пород вулканогенно–осадочными образованиями (тебеньковская и куйбышевская свиты, отвечающие самым низам разреза острова). Здесь обнажены туфогенно–осадочные отложения, представленные переслаиванием туфоалевролитов туфопесчаников, туфодиацитов, содержащих остатки моллюсков, брахиопод и растительный детрит. Вверх по реке они сменяются грубообломочными туфогенными образованиями, представленными грубыми туфо- и лавобрекчиями, с потоками андезитобазальтов и андезитов с массивной, реже крупноглыбовой отдельностью. В туфобрекчиях наряду с эффузивами присутствуют небольшие (размером до 10–12 см) обломки кремнистых пород, содержащих неопределимые остатки скелетов радиолярий, замещенных хлоритом. Эта пачка

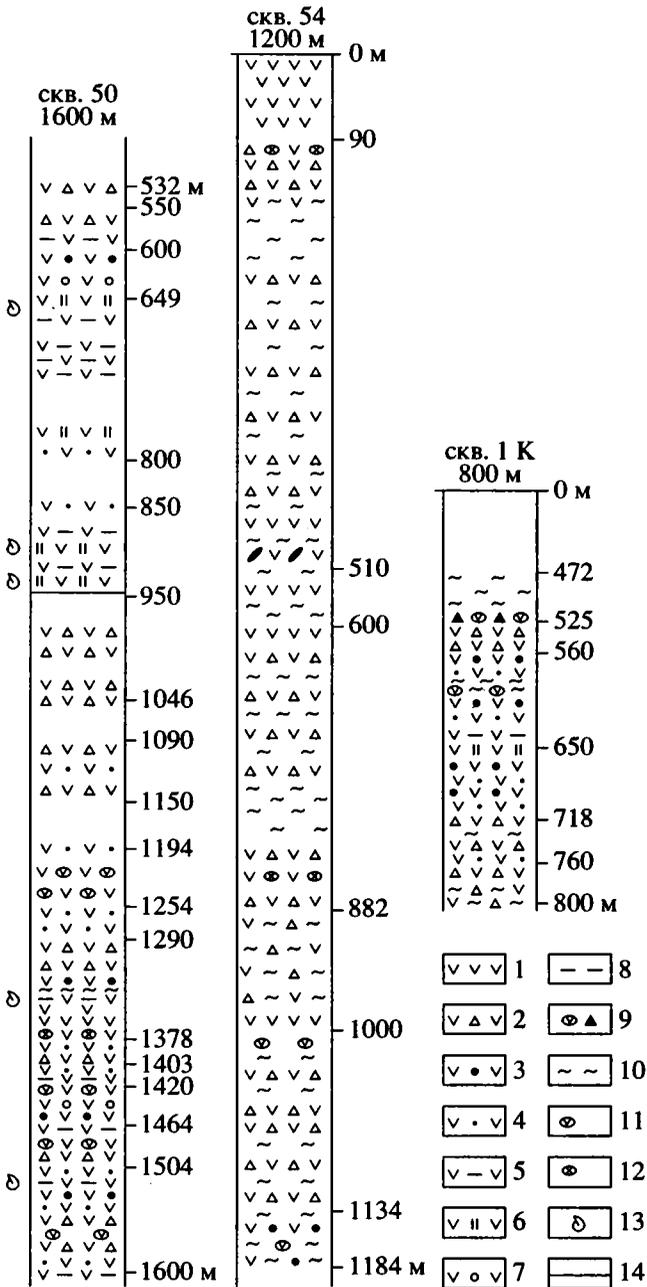


Рис. 3. Разрезы кайнозойских толщ о. Итуруп (по скважинам).

1 – эффузивы; 2 – туфобрекчии; 3 – туфогравелиты; 4 – туфопесчаники; 5 – туфоалевролиты; 6 – туфодиациты; 7 – туфоконгломераты; 8 – алевролиты; 9 – лавобрекчии; 10 – гидротермальноизмененные породы; 11, 12 – обломки основных и средних вулканитов (11), кислых магматических пород (12); 13 – места отбора проб на микропалеонтологический анализ; 14 – граница верхнего и нижнего подкомплексов.

пород сильно фациально изменчива, слоистость в ней не наблюдается. Выше по течению реки в толще увеличивается содержание эффузивов и субвулканических тел. Появляются сначала маломощные, а затем и более мощные прослои про-

литизированных пород. Это голубовато-серые, светло-серые и зеленовато-серые породы, часто интенсивно рассланцованные. Вверх по реке их количество растёт. Пропилитизация и эпигенетические изменения накладываются на различные породы: туфобрекчии, туфы, эффузивы. Проведенные наблюдения показывают, что с увеличением количества вулканических и субвулканических пород растёт и количество измененных пород. Есть все основания предполагать, что резкое возрастание в разрезе эффузивов и субвулканических тел, появление измененных пород связано здесь с древним вулканическим центром.

Сходные взаимоотношения вулканогенно-осадочных и пропилитизированных пород наблюдаются в кернах скважин (скв. 1К, скв. 54 в районе вулкана Баранского (рис. 3)).

Примером замещения различных вулканогенно-осадочных фаций могут служить разрезы в береговых обрывах на северо-западном берегу залива Куйбышевский. Здесь обнажается полого (10°–15°) залегающая вулканогенно-осадочная толща, представленная грубыми глыбовыми туфогенными образованиями, которая к западу (по простиранию) сменяется вулканогенной пачкой, насыщенной потоками лав андезитов со столбчатой и радиальнолучистой отдельностью. Далее по берегу в том же западном направлении происходит смена указанных пород на грубые туфобрекчии с линзовидными (до 0.5–1.5 м мощности) тонкослоистыми туфопесчаниками с обломками пемзы. Видимая мощность толщи около 100 м.

Характер переслаивания вулканогенно-осадочных образований имеет следующий вид.

К западу от бухты Белавина обнажается туфогенная толща, которую слагают (снизу вверх):

1. Лавы андезитов и андезитобазальтов со столбчатой отдельностью;

Мощность 5 м.

2. Туфоконгломератобрекчии грубые, неслоистые с обломками (до 0.5–1 м) сильно пористых пироксенпорфировых андезитов;

Мощность 20 м.

3. Переслаивание туфопесчаников, туфогравелитов, мелкогалечных конгломератов;

Мощность 25 м.

4. Туфобрекчии слабосортированные с неясной слоистостью;

Мощность 20–25 м.

Для характеристики разреза большое значение имеют керны скважин, которые позволяют составить обобщенный разрез по центральной части о. Итуруп (рис. 3). Здесь фактически выделяется единый комплекс пород, который по степени литификации может быть разделен на два подкомплекса: нижний, представленный хорошо литифицированными вулканогенными и туфоген-

но-осадочными породами, местами интенсивно гидротермально измененными; и верхний, сложенный преимущественно слаболитифицированными туфогенно-осадочными породами. Основание разреза на острове не обнажается. Нижний подкомплекс (мощностью не менее 600 м) в скважинах представлен в нижней части туфоалевролитами и мелкозернистыми песчаниками, которые вверх сменяются грубыми туфобрекчиями, туфами, туфогравелитами, часто пропилитизированными, с телами андезитов – чаще всего массивных, реже крупноглыбовых и сравнительно маломощными прослоями туфоалевролитов и туфопесчаников. Вверх по разрезу они нарастают светло-серыми, желтовато-серыми, выбеливающимися слоистыми туфоалевролитами, алевролитами, туфопесчаниками, туфогравелитами с прослоями грубообломочных туфобрекчий, плавающей галькой, обломками основных и средних эффузивов, редкими прослоями туфодиазомитов. В песчаниках содержатся остатки моллюсков. В верхней части разреза наблюдаются грубые туфоконгломератобрекчии и глыбовые брекчии с хаотической структурой, расслоенные туфопесчаники и туфоконгломераты с неясной слоистостью. В обломочной части преобладают породы основного и среднего составов, но встречаются и кислые разности. Присутствует большое количество лав андезитов и базальтов. Верхний подкомплекс сложен слаболитифицированными, часто рыхлыми туфогенно-осадочными отложениями, представленными туфоалевролитами, туфоаргиллитами, песками, которые содержат глыбы эффузивов среднего и кислого составов.

#### МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

В 50–60-е годы диатомей были изучены из куйбышевской и рыбаковской свит о. Итуруп (Жузе, 1959, 1962; Козыренко, Шешукова-Порецкая, 1967). Установленный здесь морской комплекс диатомей, отнесенный к позднему миоцену–плиоцену, по современным стратиграфическим представлениям попадает в интервал от 4.4 до 2.5 млн. лет. В верхней части рыбаковской свиты он сменяется опресненно-лагунным комплексом также плиоценового возраста. Дискуссионной, требующей уточнения палеонтологических определений, является находка переотложенных палеогеновых видов в куйбышевской свите (Векшина, 1968), которые встречаются совместно с типичными плиоценовыми видами диатомей. В 70-е годы диатомей изучались в донных осадках прилегающих акваторий – в проливе Бус-соль, разделяющем о-ва Черных братьев и о. Симушир (Большая Курильская гряда), и на внешней шельфе Малой Курильской гряды (Васильев и др., 1979; Васильев, Суворов, 1979). Здесь были

установлены комплексы морских диатомей олигоцен–раннего миоцена, среднего миоцена и комплекс середины плиоцена, аналогичный ассоциациям из куйбышевской и рыбаковской свит, а также комплекс позднего плиоцена.

Кремневый планктон для расчленения и датировки осадочных отложений о. Итуруп впервые, как уже указывалось выше, был широко использован В.М. Дуничевым (определения диатомей были сделаны В.П. Болдыревой). В результате были получены принципиально новые стратиграфические выводы.

Согласно его отчету, посвященному геологии центральной части острова, куйбышевская, рыбаковская и камуйская свиты являются возрастными и фациальными аналогами. Они датируются на основании изучения комплексов диатомей миоцен–плиоцен. По р. Осенней, где располагается стратотип свиты реки Осенней, им установлены аналоги камуйской свиты, которая на основании находок диатомей датируется поздним миоценом–плиоценом. Оттуда определен комплекс с *Denticula* (=Neodenticula) kamtschatica, сходный с комплексом диатомей из маруямской свиты Южного Сахалина. Отметим, что в настоящее время использование более дробной зональной диатомовой шкалы, где зона *Neodenticula kamtschatica* подразделена на три самостоятельных зоны, дает возможность более точно определить стратиграфическое положение диатомовых комплексов (рис. 4).

Следующие сведения о кремневом планктоне (диатомей, радиолярии) содержатся в статье Н.П. Руневой и К.А. Ушко (1984), изучавших отложения в центральной части острова. По диатомеям и радиоляриям рыбаковская свита датирована поздним миоценом, камуйская – ранним плиоценом, парусная – средним–поздним плиоценом. К сожалению, в статье отсутствуют данные о конкретных разрезах.

Наши работы по стратиграфии отложений о. Итуруп дали следующие результаты.

По морскому побережью между г. Курильск и пос. Рыбаки был изучен разрез рыбаковской<sup>2</sup> и, по-видимому, самых верхов куйбышевской свиты. Часть этого разреза, вскрывающаяся в 1.5 км севернее пос. Рыбаки, представлена следующими отложениями (снизу вверх):

1. Гравелиты красновато-бурые, неслоистые  
Мощность 1.5 м.

2. Туфодиазомиты белесые, слоистые с прослоями светло-серого туфопесчаника

Мощность 1 м.

<sup>2</sup> Учитывая, что в большинстве опубликованных работ и отчетах о геологическом строении о. Итуруп мнения исследователей о числе, объеме, взаимоотношениях и площадном распространении свит расходятся, в настоящей статье, авторы исходят из данных, приведенных на геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (1974).

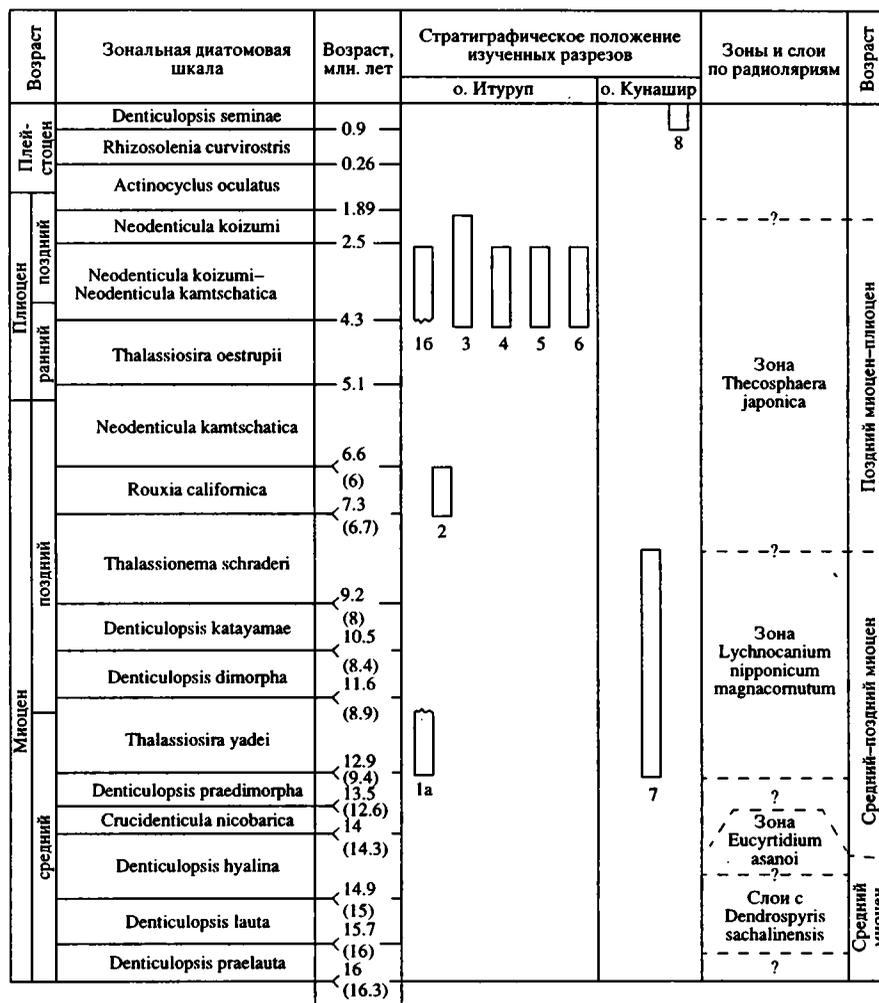


Рис. 4. Стратиграфическое положение изученных разрезов.

Цифрами на рисунке обозначены разрезы: 1 – между г. Курильск и пос. Рыбаки (1a – куйбышевская свита, 1б – рыбаковская свита); 2 – в дорожной выемке у оз. Малое (куйбышевская свита); 3 – по р. Курилка (рыбаковская свита); 4 – низовья р. Куйбышевка (куйбышевская свита); 5 – у пос. Пионер (куйбышевская свита); 6 – в верховьях р. Саратовка (куйбышевская и камуйская свиты); 7 – п-ов Ловцова (ловцовская свита); 8 – юг о. Кунашир (алехинская свита). Зональная диатомовая шкала Северотихоокеанской области дана по (Koizumi, 1985; Akiba, 1986; Barron, 1992). Датировки границ по (Barron, 1992) – в скобках; по (Koizumi, 1985) – без скобок.

### 3. Гравелиты красновато-бурые массивные;

Мощность 8 м.

4. Переслаивание туфоалевролитов коричнево-бурых, плотных и грубозернистых темно-коричневых туфопесчаников;

Мощность 1 м.

5. Туфопесчаники массивные, красновато-бурые, крупнозернистые;

Мощность 1.5 м.

6. Алевролиты слоистые, плотные, зеленовато-коричневые;

Мощность 1.5 м.

7. Туфодиатомиты желтовато-белые;

Мощность 5 м.

Над ними располагается пласт туфопесчаников плотных, неслоистых, красновато-бурых; видимая мощность 10–15 м.

Далее по берегу можно проследить лишь отдельные выходы залегающих стратиграфически выше отложений, представленных то туфодиатомитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками, то брекчиями.

Из слоя 2 определен комплекс диатомей, отвечающий зоне *Thalassiosira yabei* (самые верхи среднего–самые низы верхнего миоцена) зональной диатомовой шкалы (рис. 4). Комплекс типичен для приконтинентальной части Северо-Западной Пацифики и представлен океаническими и неритическими видами. Это *Actinocyclus ingens* Rattr., *Thalassiosira yabei* (Kanaya) Akiba et Yanagisawa, *T. tem-*

perei (Brun) Akiba et Yanagisawa, *T. grunowii* Akiba et Yanagisawa, *Azpeitia endoi* (Kanaya) Sims et Fryxell, *Pyxidicula schenckii* (Kanaya) Streln. et Nikolaev, *P. inermis* (Jouse) Streln. et Nikolaev, *Sheshukovia condecora* (Bright.) Gles., *Eucampia balastium* Castr., *Xanthiopyxis diaphana* Forti, *Pterotheca subulata* Grun., *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, *Stephanogonia hanzawae* Kanaya.

По радиоляриям этот интервал отнесен к зоне японской радиоляриевой шкалы *Lychnocanium nipponicum magnacornutum* (верхняя часть среднего-нижняя половина верхнего миоцена) (рис. 4; табл. 1). Комплекс радиолярий довольно беден; встречены следующие виды радиолярий: *Lipmanella redondoensis* (Campbell et Clark), *Lichnocanium nipponicum* Nakaseko *magnacornutum* Funajama, *Spongodiscus osculosus* (Dreyer), *Lithocarpium polyacantha* (Campbell et Clark) group.

Из слоя 7 и диатомитов, располагающихся стратиграфически выше, определен комплекс диатомей, отвечающий зоне *Neodenticula koizumi*-*Neodenticula kamtschatica* (средняя часть плиоцена). Полученный комплекс диатомей соответствует стандарту зонального комплекса рассматриваемой зоны, несмотря на отсутствие одного из видов-индексов *Neodenticula koizumi*. Дело в том, что уровень его появления по мере продвижения от высоких широт к средним стратиграфически повышается и в целом варьирует в пределах 4.3-3.1 млн. лет. Основные черты комплекса данной зоны: появление и стабильное присутствие современных элементов аркто-бореальных широт - *Bacterosira fragilis* Grun et *Detonula confervaceae* (Cl.) Grun, появление *Cosmiodiscus intersectus* (Brun) Jouse взамен *Cosmiodiscus insignis* Jouse. Стабильное присутствие в комплексе океанического вида *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa и низкое содержание бентосных форм говорит об относительно мористых условиях осадконакопления.

Таким образом, исходя из данных по диатомеям, в разрезе установлено два трансгрессивных уровня, датированных соответственно средним миоценом (зона *Thalassiosira yabei*) и ранним плиоценом (зона *Neodenticula koizumi*-*Neodenticula kamtschatica*). Из разделяющей их толщи регрессивных осадков мощностью около 10 м, остатки кремневого планктона не выделены. Таким образом, среднемиоценовый и плиоценовый уровни биогенного кремнезема разделены регрессивным циклом, охватывающим поздний миоцен-начало плиоцена.

Богатый комплекс радиолярий, отвечающий зоне *Thecosphaera japonica* (верхняя половина позднего миоцена-плиоцен) радиоляриевой шкалы Японии, обнаружен в верхней части разреза (из слоя 7). Этот же комплекс установлен в интервале 48-181.5 м скважины 20, разрез которой описывается ниже, а также в разрезах по рекам

Курилка, Саратовка, в низовьях р. Куйбышевки и в районе пос. Пионер, однако в четырех последних местонахождениях он значительно обеднен. Во всех перечисленных разрезах постоянно присутствуют следующие виды радиолярий: *Thecosphaera japonica* Nakaseko, *Stylotrochus sol* Campbell et Clark, *Spongotrochus glacialis* Popofsky, *Lithocarpium polyacantha* (Campbell et Clark) group., *Lychnocanium* aff. *grande* Campbell et Clark. В разрезе скв. 20 комплекс более разнообразен. В нем доминируют два вида *Thecosphaera japonica* Nakaseko и *Spongotrochus glacialis* Popofsky, в меньших количествах встречены *Artostrobos annulatus* (Bailey), *Siphocampe nodosaria* (Haeckel), *Stylodictya stellata* Bailey, *Diplocyclas davisiana* Ehrenberg и единичные представители подотряда *Spyridina*. В разрезе пос. Рыбаки-г. Курильск помимо перечисленных видов встречены *Stylosphaera angelina* Campbell et Clark, *Siphocampe sanpedroana* (Campbell et Clark), *Prunopyle titan* Campbell et Clark, доминируют в комплексе представители вида *Siphocampe nodosaria* (Haeckel). Состав комплекса радиолярий этого разреза свидетельствует о том, что вмещающие отложения формировались в относительно мористой обстановке.

Комплекс диатомей зоны *Rouxia californica* (верхняя часть верхнего миоцена) обнаружен в обнажении, расположенном примерно в 1.5 км восточнее пос. Пионер в дорожной выемке напротив оз. Малое. Здесь обнажается пачка кремнистых туфоалевролитов видимой мощностью около 12 м. В ее основании расположен слой массивных крупнозернистых песчаников (0.7 м) (куйбышевская свита). Выделенный комплекс диатомей имеет специфический характер. Это проявляется в отсутствии открытоокеанических видов диатомей группы *Denticulopsis*, куда входит и род *Neodenticula*. Данное обстоятельство можно было бы объяснить мелководным обликом комплекса в целом, если бы не широкое развитие в нем другого океанического рода - *Rhizosolenia*. Этот род здесь представлен видом *Rh. hebetata* var. *subacuta* Grunow [1884], впервые описанным из донных осадков в р-не Земли Франца-Иосифа. Сходные по морфологии формы отмечались также в кайнозойских отложениях Камчатки - *Rh. hebetata* f. *hiemalis*, (Шешукова-Порецкая, 1967, табл. 33, фиг. 4), Японии - *Rhizosolenia* sp. 1, (Koizumi, 1968, pl. 34, fig. 26), северо-восточной Пацифики - *Rhizosolenia* sp. 1, (Schrader, 1973, pl. 9, fig. 18), в Норвежском море (Schrader, Fenner, 1976, pl. 7, fig. 1, 3), в Восточной Антарктике (Harwood, 1976, pl. 3, fig. 7).

Этот вид был обнаружен также в Прикамчатском секторе Пацифики (скв. 192 DSDP), где его биозона была прослежена от середины позднего миоцена до границы с плиоценом (обр. 192-24-2, 140-142 см - 192-18-5, 80-82 см), т.е. в зонах *Thalassionema schraderi*, *Rouxia californica* и *Neodenticula kamtschatica*. Следует отметить, что снижение роли группы *Denticulopsis* прослеживается

Таблица 1. Сопоставление зон и слоев по радиоляриям неогена Дальнего Востока России с зональными радиоляриевыми шкалами Японии

| Сопоставление зональной шкалы Японии с зональной океанической шкалой (Nakaseko, Sugano, 1973) |   |                                       | Зоны и слои по радиоляриям неогена Дальнего Востока России | Сопоставление зональной шкалы Японии с зонами, установленными в скв. 436 DSDP (Funajama, 1988) |  |         |
|---|---|---------------------------------------|--|--|--|---------|
| Возраст   | Океаническая шкала (Riedel, Sanfilippo, 1970) | Шкала Японии (Nakaseko, Sugano, 1973) |  | Шкала Японии (Funajama, 1988)  | Северо-запад Тихого океана скв. 436 DSDP (Sakai, 1980) | Возраст |
| Плиоцен   | Pterocanium prismatium                        | Thecosphaera japonica                 | Зона Thecosphaera japonica                                 | Не выделены  | Lamprocyrtis heteroporos                               | Плиоцен |
|   | Spongaster pentas                             |                                       |  |  | Sphaeropyle langii                                     |         |
| Миоцен  | Stichocorys peregrina                         | Lychnocanium nipponicum               | ?  | Lycnocaenoma nipponica magnacornuta  | Stichocorys peregrina                                  | Миоцен  |
|   | Ommatartus penultimus                         |                                       | Зона Lychnocanium nipponicum magnacornutum                 |  | Ommatartus penultimus                                  |         |
|   | Ommatartus antepenultimus                     |                                       | ?  |  | Ommatartus antepenultimus                              |         |
|   | Cannartus (?) pettersoni                      |                                       |  |  | Eucyrtidium inflatum                                   |         |
|   | Dorcadospyris alata                           |                                       |  |  | Cyrtocapsella tetrapera                                |         |
| Calocycletta costata  | Mellitospaera magnaporulosa                   | Слой с Dendrospyris sachalinensis     | Eucyrtidium asanoi   | Не выделены  | Р  |         |
|   |   |                                       | Calocycletta costata                                       |  |  |         |

Примечание. р – ранний, с – средний, п – поздний.

повсеместно в Северо-Западном секторе Пацифики в зоне *Rouxia californica* (Орешкина, 1990). Состав сопутствующих видов также характерен для второй половины верхнего миоцена. Это виды *Cavitatus jouseanus* (Sheshuk.) Williams, *Azpeitia endoi* (Kanaya) Sims et Fryxell, *Pyxidicula zabelinae* (Jouse) Makar. et Moiss. s. str.

Комплекс зоны *Neodenticula koizumi*–*Neodenticula kamtschatica* (середина плиоцена) установлен из отложений рыбаковской свиты по р. Курилка, куйбышевской свиты в низовьях р. Куйбышевка и в придорожном обнажении у пос. Пионер, в куйбышевской и камуйской свитах в верховьях р. Саратовка.

Он же определен из отложений в скв. 20, пробуренной в районе г. Курильска, которая вскрыла следующий разрез:

Интервал 0–48 м. Пески и песчаники с галькой эффузивных пород.

Интервал 48–181.5 м. В основном алевролиты с прослоями песчаников.

Интервал 181.5–188.1 м. Пески с обломками эффузивов.

Интервал 188.1–188.7 м. Дресва пород с обломками эффузивов.

Интервал 188.7–225 м. Андезиты светло-серые.

Из интервала 48–181.5 м определен комплекс диатомей зоны *Neodenticula koizumi*–*Neodenticula kamtschatica* (средняя часть плиоцена). Он представлен двумя альтернативными экологическими ассоциациями диатомей, отражающими, по-видимому, как изменение глубины осадконакопления, так и, возможно, усиление влияния холодного Курильского течения. В первой, связанной одновременно с более мористыми и тепловодными условиями, выше содержание *Neodenticula kamtschatica* и среднеширотных видов, во второй отмечается доминирование неритических высокоширотных видов диатомей – *Pyxidicula zabelinae* (Jouse) Makar. et Moiss., *Thalassiosira gravida* Cl., *Detonula confervaceae* (Cl.) Gran, *Bacterosira fragilis* Gran, *Odontella aurita* (Lyngb.) Agarth.

Комплекс зоны *Neodenticula koizumi* (верхний плиоцен) определен только в разрезе р. Курилка (рыбаковская свита). Он содержит зональный вид-индекс *Neodenticula koizumi* Akiba et Yanagisawa и *Pyxidicula horridus* (Koizumi) Streln. et Nicolaev, доминирует *Rhizosolanea barboi* Brun. Комплекс типичен для Северо-Западного сектора Пацифики. Примесь бентосных видов диатомей, на фоне в целом относительно мористого комплекса, может быть связана с деятельностью турбидитов.

К настоящему времени наиболее древний, твердо доказанный возраст пород на о. Итуруп – конец среднего–начало позднего миоцена.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ С ОСТРОВОМ КУНАШИР

Согласно “Атласу неогеновых моллюсков...” (1972) на Кунашире выделяются следующие стратиграфические единицы.

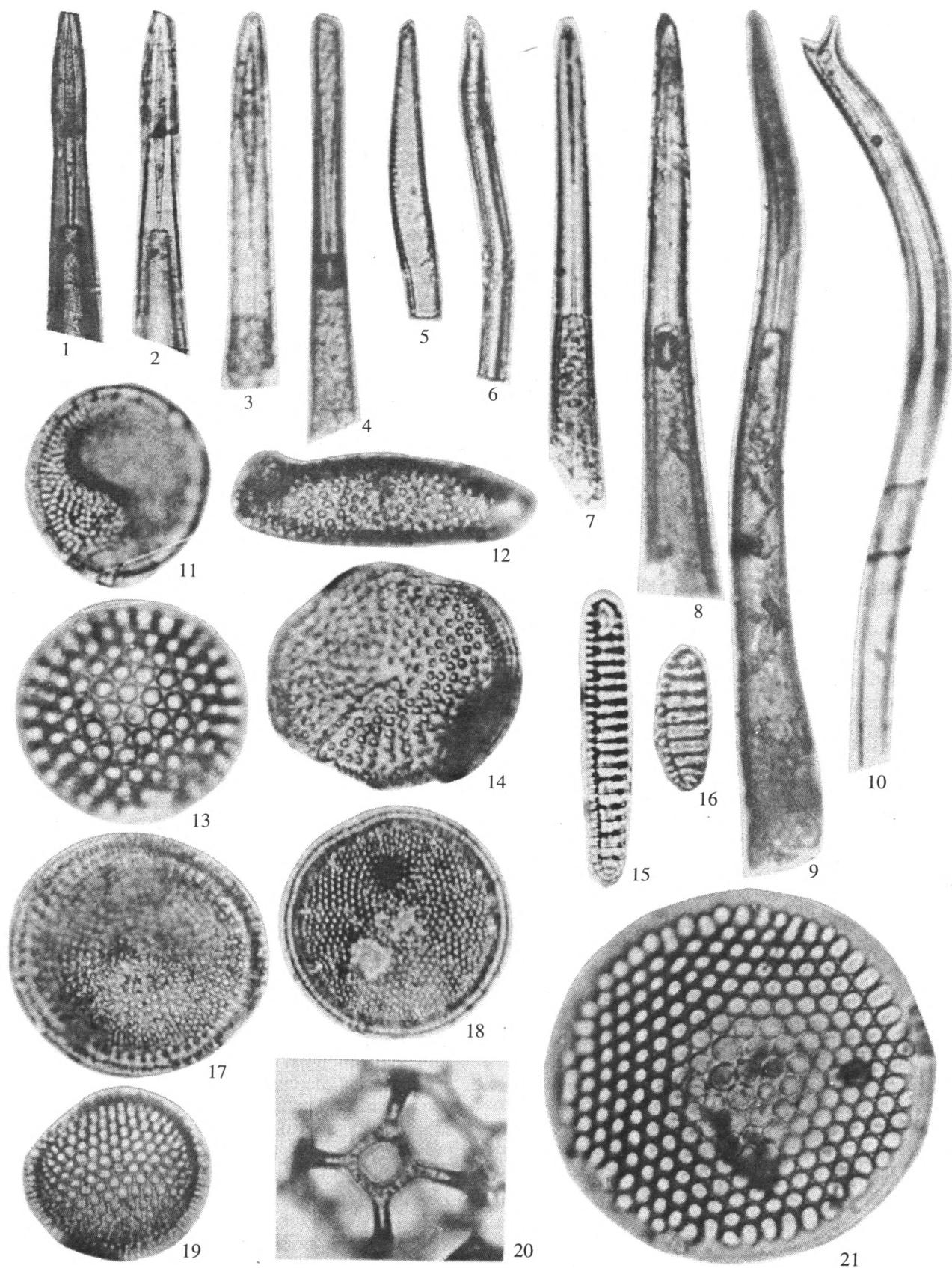
1. Кунаширская свита (нижний миоцен?) мощностью 1500 м; выделена Ю.С. Желубовским и В.М. Чапышевым в 1951 г. Она наиболее широко развита в северной части острова (в хребте Докучаева), на полуострове Ловцова и по Охотскому побережью, где вскрываются ее наиболее характерные разрезы. Свита сложена сильно пропили-тированными туфами, туфобрекчиями, лавами, лавобрекчиями андезито-базальтового состава, в меньшей степени – гидротермально измененными вулканогенно-осадочными породами. Органических остатков, дающих какое-либо представление о возрасте отложений, в ней не обнаружено. Возраст устанавливается условно, по залеганию под фаунистически охарактеризованными породами ловцовой свиты.

2. Ловцовская свита (средний–верхний миоцен), залегает на отложениях кунаширской свиты с размывом. Сложена преимущественно туфами с прослоями туфоалевролитов и туфопесчаников, в ее основании располагается мощный (до 150 м) пласт конгломератов. Общая мощность свиты 1500 м. Она выделена теми же авторами, что и кунаширская, и в том же году. Ее стратотипический разрез описан по океанскому побережью п-ва Ловцова между мысом Спокойным и оз. Круглым (Стратиграфический словарь..., 1982). Возраст определен по моллюскам.

В 1984 г. Н.П. Рунева и К.А. Ушко (1984), изучавшие выходы свиты на п-ове Ловцова, подтвердили выводы о ее возрасте. Н.П. Руневой здесь обнаружен комплекс радиолярий, отвечающий, по ее мнению, радиоляриевой зоне *Lychocanium pirropicum* (верхняя часть среднего–нижняя часть верхнего миоцена).

О.А. Шмидт (1987) относит отложения ловцовой свиты к палеогену. В разрезе им снизу вверх выделено три толщи: 1 – вулканомиктовых брекчий и туфов; мощность 300 м; 2 – тонкообломочных вулканогенных отложений; мощность 1000 м; 3 – вулканомиктовых конгломератов, чередующихся с прослоями туфопесчаников и туфодиатомитов; мощность 300 м. Доказательство палеогенового возраста основывается на находках двух видов радиолярий (определения Н.П. Руневой) и остатков наннопланктона, неопределимого до вида (данные О.Б. Дмитриенко).

Однако Д.И. Витухиным (1989) из образца, взятого в 300 м выше основания свиты (то есть из основания второй толщи по схеме расчленения О.А. Шмидта), выделен комплекс радиолярий, содержащий виды *Lipmanella redondoensa* (Campbell et Clark) и *Lychocanium nipponicum* Nakaseko



*magnacornutum* (Funajama), отвечающий зоне *Luchnocanium pirropicum magnacornutum* (верхняя часть среднего–нижняя часть позднего миоцена). Аналогичный комплекс радиолярий определен и из верхней части свиты в обнажениях на берегу оз. Круглого. Породы, из которых выделены радиолярии, плотные, почти фарфоровидные. При выделении скелетов использовалась плавиковая кислота (HF), что не позволило получить определимые остатки диатомей, которые в породах весьма обильны. Поэтому средне-позднемиоценовый возраст отложений установлен только по радиоляриям.

3. Алехинская свита (верхний миоцен–нижний плиоцен) выделена В.М. Чапышевым в 1951 г. Залегаet на подстилающих отложениях с несогласием. Сложена вулканогенно-осадочными породами. В нижней части свиты преобладают туфоконгломераты, туфобрекчии и лавобрекчии с прослоями туфопесчаников и туфодиатомитов. В верхней части преобладают туфогравелиты, туфопесчаники, туффиты, туфодиатомиты. Мощность свиты 1400 м. Свита развита как на Охотском, так и на Тихоокеанском побережьях. Стратотип располагается на Охотском побережье между ручьями Лобанова и Алехина (Стратиграфический словарь..., 1982). Возраст отложений указан по моллюскам. Н.П. Рунева (Рунева, Ушко, 1984) на основании находок радиолярий и В.П. Болдырева по диатомеям датируют отложения этой свиты поздним миоценом–плиоценом.

4. Головнинская свита (средний–верхний плиоцен) выделена Б.Н. Пискуновым, Т.П. Королевой и др. в 1962, 1965 гг. в южной части острова. Она сложена преимущественно морскими и в меньшей степени лагунно-континентальными, вулканогенно-осадочными отложениями общей мощностью 450 м. Залегаet на отложениях алехинской свиты с размывом. Возраст отложений определен по моллюскам.

Т.В. Орешкиной из верхней части головнинской свиты на юге острова (в районе мысов Мечникова и Пузанова) определен субрецентный комплекс диатомей, отвечающий концу плейстоцена–голоцену. Подтверждением датировки по диатомеям является присутствие современного вида силикофлагеллят *Distephanus octangulatus*

Wailes, первое появление которого фиксируется в конце плейстоцена. Экологическая структура комплекса характерна для шельфовых обстановок. Комплекс представлен *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, *Odontella aurita* (Lyngb.) Agarth, *Porosira glacialis* (Grun.) Jorg., *Thalassiosira gravida* Cleve, *T. sancettae* Akiba, *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs, *A. curvatulus* Janisch, *Bacterosira fragilis* Gran, *Navicula glacialis* Cl.

Таким образом, на Кунашире, как и на о. Итуруп, не вскрыты отложения, содержащие органические остатки древнее среднего миоцена.

Анализ имеющейся информации и материал, полученный в результате обработки собранных коллекций кремневого планктона, показывают, что существующие стратиграфические схемы нуждаются в корректировке. Однако не проводя на о. Итуруп (по которому нами получено наибольшее количество данных) детальных геологических работ и изучив только среднюю часть территории острова, невозможно дать каких-либо четких рекомендаций о посвитном расчленении развитых здесь кайнозойских отложений. Например, до сих пор не имеется никаких палеонтологических данных о возрасте помещаемой в основание разреза тебеньковской свиты. Учитывая, что по составу пород и степени их измененности она почти идентична свите реки Жемчужной (помещенной ранее в основание разреза, а затем оказавшейся плиоценовой), обособление тебеньковской свиты является весьма проблематичным. Наиболее древние возрастные датировки – средний (зона *Thalassiosira yabei*) и поздний (зона *Rouxia californica*) миоцен получены нами по нескольким образцам только из отложений, относимых к куйбышевской свите (рис. 1), которую можно рекомендовать оставить, поместив в основание разреза (табл. 2). По нашим данным, наибольшее площадное развитие в пределах средней части острова (за исключением четвертичных) имеют плиоценовые (в основном верхнеплиоценовые) отложения, которые можно объединить в рыбаковскую свиту, исходя из первоначального места ее выделения (в р-не пос. Рыбаки, где нами установлен плиоценовый возраст этих отложений), а также из-за ее традиционного помещения непосредственно выше куйбышевской свиты.

**Таблица.** Диатомеи – стратиграфические реперы неогена Курильских о-вов.

Увеличение всех фигур – 1000, за исключением фиг. 15, 16, – ×1500.

1–4, 7–9 – *Rhizosolenia hebetata* var. *subacuta* Grunow; фиг. 1, 2 – обр. 192-24-2, 140–142 см, скв. 192, рейс 19 DSDP, фиг. 3, 4, 7–9 – обр. 69, о. Итуруп. 5, 6 – *Cavitatus jouseanus* (Sheshuk.) Williams; обр. 69, о. Итуруп. 10 – *Rhizosolenia barboi* Brun; обр. 69, о. Итуруп. 11 – *Thalassiosira sancettae* Akiba; обр. 48, о. Итуруп. 12 – *Eucampia balaustium* Castracane; обр. 40, о. Итуруп. 13 – *Puxidicula horridus* Koizumi; обр. 48, о. Итуруп. 14 – *Actinocyclus ingens* Rattray; обр. 40, о. Итуруп. 15 – *Neodenticula koizumi* Akiba et Yanagisawa; обр. 48, о. Итуруп. 16 – *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa; обр. 36, о. Кунашир. 17 – *Thalassiosira yabei* (Kanaya) Akiba et Yanagisawa; обр. 40, о. Итуруп. 18 – *Cosmodiscus insignis* (Brun) Jouse; обр. 40, о. Итуруп. 19 – *Thalassiosira antiqua* (Grunow) Cleve; обр. 45, о. Итуруп. 20 – *Distephanus octangulatus* Wailes; обр. 9, о. Кунашир. 21 – *Puxidicula* aff. "*Coscinodiscus*" *pustulatus* Mann; обр. 48, о. Итуруп.

Таблица 2. Схема сопоставления стратиграфических подразделений неогеновых отложений о-ва Итуруп

| Возраст |   | Sasa, Nemoto (1959–1960) | Геология СССР (1964) | Сергеева (1964) | Жидкова и др.* (1971) | Бевз (1975) | Данная работа | Возраст      |   |         |              |              |              |              |              |              |
|---------|---|--------------------------|----------------------|-----------------|-----------------------|-------------|---------------|--------------|---|---------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
|         |   | Формации                 |                      | Свиты           |                       |             |               |              |   |         |              |              |              |              |              |              |
| Плиоцен | п | Shana                    | Парусная             | Парусная        | Парусная              | Парусная    | Парусная      | Парусная     | п | Плиоцен |              |              |              |              |              |              |
|         | с |                          |                      |                 |                       |             |               |              |   |         | Рыбаковская  | Реки Осенней | Камуйская    | Камуйская    | Рыбаковская  | Рыбаковская  |
| Миоцен  | р | Rubetsu                  | Рыбаковская          | Рыбаковская     | Рыбаковская           | Рыбаковская | Куйбышевская  | Куйбышевская | п | Миоцен  |              |              |              |              |              |              |
|         | с |                          |                      |                 |                       |             |               |              |   |         | Куйбышевская | Куйбышевская | Куйбышевская | Куйбышевская | Куйбышевская | Куйбышевская |
|         | р |                          |                      |                 |                       |             |               |              |   |         |              |              |              |              |              |              |

Примечание. р – ранний, с – средний, п – поздний.

\* Такая же стратиграфическая схема приведена в работах (Атлас неогеновых..., 1972) и (Биофациальные особенности..., 1974).

Типовые разрезы камуйской свиты не изучались, а из отложений парусной свиты выделить остатки кремневого планктона нам не удалось<sup>3</sup>.

Вообще методический подход к стратиграфическому расчленению кайнозоя Курил, а возможно, и ряда других островных дуг нуждается в ревизии. По-видимому, для подобных районов, отличающихся пестротой фациального состава, быстрой сменой фаций по латерали от мелководных шельфовых до относительно глубоководных – внешнего шельфа-батиали (до глубины 1–2 км), широким развитием грубозернистых осадков целесообразно выделение стратиграфических подразделений, соответствующих трансгрессивно-регрессивным циклам, отражающим суммарное влияние региональной тектоники и эвстатических колебаний уровня моря.

Нами установлен и датирован ряд трансгрессивных уровней. Первый отнесен к концу среднего миоцена (зона *Thalassiosira yabei*). Второй – позднего миоценовый (зона *Rouxia californica*). Следующий приходится на середину плиоцена, а точнее, на зону *Neodenticula koizumi*–*Neodenticula kamtschatica*. Он фиксируется в большинстве изученных местонахождений и характеризуется относительно мористыми комплексами диатомей, силикофлягеллят и радиолярий. Два следующих трансгрессивных уровня приурочены к концу плиоцена (зона *Neodenticula koizumi*) и концу плейстоцена–голоцену. Таким образом, в неогене острова Итуруп фиксируются те же, за исключением раннемиоценового (зона *Strucidentacula kanayae*), неогеновые трансгрессивные уровни, которые ранее были установлены в опорном разрезе острова Карагинский (Восточная Камчатка) (Басилян и др., 1993).

<sup>3</sup> Образцы на радиолярии и диатомеи из отложений парусной свиты были отобраны сотрудником Геологического ин-та РАН А.Э. Басиляном в 1986 г. в р-не мыса Пржевальского.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, проведенные исследования показывают, что на о. Итуруп, как и на Кунашире, развиты типичные островодужные образования, представленные вулканогенно-осадочными, вулканогенными и осадочными породами. Их возрастной интервал – средний миоцен–плиоцен. Для комплекса, общая мощность которого составляет тысячи метров, характерна сложная фациальная изменчивость. Накопление слагающих комплекс толщ проходило в обстановке вулканического архипелага с сильно расчлененным рельефом, при этом ближе к вулканическим центрам накапливались грубые вулканогенные образования, а на периферии менее грубые и более сортированные. В промежутках между извержениями отлагались тонкие туфогенно-осадочные породы. Весь этот сложный комплекс перекрывается современными вулканитами. Широко распространены измененные образования, именуемые “зелеными туфами”. Происхождение последних следует связывать с современной либо древней гидротермальной и вулканической деятельностью. Проникновению гидротерм способствовали разломы.

Породы комплекса дислоцированы слабо. Как и в других местах Курил, основным типом дислокаций являются субвертикальные разломы. Складки не характерны. Углы наклона слоев колеблются в пределах 10°–30° и связаны чаще всего с приразломными нарушениями. Вулканиты в большей мере имеют средний и кислый состав (Пискунов, 1975), что коррелирует со значительной мощностью коры в районе Итурупа, достигающей 30 км (Vr 7.5–7.8) (Ермаков и др., 1989). Поэтому можно считать, что, хотя структура относится к категории энсиматических дуг, гранитно-метаморфический слой получил здесь значительное развитие, что и определяет высокую степень автохтонного аккреционного процесса.

Авторы благодарят Е.Н. Меланхолину за ее деятельное участие в экспедиционных работах, а также выражают благодарность геологу Итурупской гидрогеологической экспедиции В.И. Пчелкину за предоставленную возможность ознакомиться с кернами буровых скважин и отобрать образцы. Также большую признательность за помощь в организации полевых работ авторы выражают М.И. Стрельцову, И.Н. Казаковой и Р.И. Иващенко.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов. М.: Наука, 1972. 162 с.

*Басилян А.Э., Витухин Д.И., Орешкина Т.В.* Верхний кайнозой Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1993. Т. 68. Вып. 5. С. 79–94.

*Бевз В.Е., Савицкий В.О.* Стратиграфическое положение свиты р. Жемчужной в неогеновом разрезе о-ва Итуруп (Южные Курильские острова) // Изв. Сахал. отд. Географ. о-ва СССР. 1972. Вып. 3. С. 101–105.

*Бевз В.Е.* К вопросу об унифицированной стратиграфической схеме неогеновых отложений Курильских островов и их формационном расчленении // Геология, полезные ископаемые, методика и техника геологоразведочных работ на Сахалине и Курильских островах. Южно-Сахалинск: Сахал. отд. Дальневост. кн. изд-ва, 1975. С. 58–61.

Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.

*Васильев Б.И., Корнилова Р.М., Болдырева В.П.* Неогеновые отложения внешней зоны Малой Курильской гряды // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: Тихоок. океанолог. ин-т ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 40–57.

*Васильев Б.И., Суворов А.А.* Геологические строения района подводной горы Буссоль (Курильская островная дуга) // Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток: Тихоок. океанолог. ин-т ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 58–68.

*Векшина В.Н.* Среднемиоценовый комплекс диатомей Курильских островов // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М.: Наука, 1968. С. 37–41.

*Вергунов Г.П., Прялухина А.Ф.* Плиоценовые отложения Курильских островов // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152. № 6. С. 1420–1424.

*Вергунов Г.П., Прялухина А.Ф.* Миоценовые отложения Курильских островов // Докл. АН СССР. 1965. Т. 164. № 6. С. 1359–11 363.

*Витухин Д.И.* Комплексы радиолярий неогеновых отложений Курильских островов (Кунашир, Итуруп) // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: Биолого-почвенный ин-т Дальневост. отд. АН СССР. 1989. С. 206–208.

Геологическая карта СССР, Сер. Курильская М 1 : 200 000 (сост. Бевз В.Е., Шапошников А.В.). М.: Аэрогеология, 1974.

Геология СССР, т. 31, Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 733 с.

Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. (ред. М.Л. Красный). Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 9 с.

*Давыдов М.Н., Дуничев В.М., Таболяков А.Д.* Новые данные о неогеновых отложениях южной группы Больших Курильских островов (Уруп, Итуруп, Кунашир) // Геология и геофизика. 1968. № 12. С. 112–116.

*Ермаков В.А., Левынин А.И., Злобин Т.Н.* Состав и строение земной коры и верхней мантии Курильских островов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 10. С. 18–37.

*Ерохов В.Ф.* Новые данные о возрасте неогеновых образований северо-восточной части о-ва Итуруп (Курильские острова) // Докл. АН СССР. 1960. Т. 130. № 2. С. 385–386.

*Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Неверова Т.И., Шереметьева Г.Н.* Биостратиграфия неогеновых отложений Большой Курильской дуги. Часть I. Северо-Курильский горизонт // Изв. Сахал. отд. Географ. об-ва СССР. 1971. Вып. 2. С. 53–68.

*Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Неверова Т.И., Шереметьева Г.Н.* Биостратиграфия неогеновых отложений Большой Курильской дуги. Часть II. Среднекурильский горизонт // Изв. Сахал. отд. Географ. об-ва СССР. 1972. Вып. 3. С. 86–101.

*Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Шереметьева Г.Н.* Биостратиграфия неогеновых отложений Большой Курильской дуги. Часть III. Восточно- и южнокурильские горизонты // Стратиграфия, литология и палеогеография мезокайнозойских отложений Дальнего Востока. Тр. СахКНИИ. 1975. Вып. 36. С. 5–13.

*Жузе А.П.* Основные этапы развития флоры морских диатомовых водорослей (Diatomea) на Дальнем Востоке в третичном и четвертичном периодах // Ботан. журнал. 1959. Т. 44. № 1. С. 44–55.

*Жузе А.П.* Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 258 с.

*Козыренко Т.Ф., Шешукова-Порецкая В.С.* Материалы к изучению диатомовых водорослей неогена Южных Курильских островов // Вестн. ЛГУ. Вып. 21. Сер. биол. 1967. № 4. С. 38–104.

*Орешкина Т.В.* Неогеновые диатомеи северо-западной части Тихого океана (стратиграфия и палеоокеанография). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ротапринт ГИН АН СССР, 1990. 25 с.

*Пискунов Б.Н.* Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология высокоглиноземистой серии. Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.

*Прялухина А.Ф.* Материалы по стратиграфии южных Курильских островов // Тр. СахКНИИ. Вып. 10. Геология и геофизика. 1961. С. 3–13.

*Рулева Н.П., Ушко К.А.* Неогеновые радиолярии Большой Курильской гряды и их стратиграфическое значение // Микрофауна нефтегазоносных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 94–101.

*Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 238 с.

*Сергеева Б.О.* О стратиграфии неогеновых отложений острова Итуруп (Курильские острова) // Докл. АН СССР. 1964. Т. 156. № 4. С. 834–837.

- Стратиграфический словарь СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 1281 с.
- Стратиграфический словарь СССР: палеоген, неоген, четвертичная система. Л.: Недра, 1982. 608 с.
- Стрельцов М.Н. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.
- Шешукова-Порецкая В.С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л.: ЛГУ, 1967. 432 с.
- Шмидт О.А. К вопросу о тектонике острова Кунашир (Курильские острова) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1987. С. 226–238.
- Щербинина Е.А. Стратиграфия и палеоокеанография палеогена Тихого океана по наннопланктону. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1992. 25 с.
- Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle to high latitudes of the North Pacific // Initial Rep. of the DSDP. Wash. 1986. V. 87. P. 393–480.
- Barron J.A. Neogene diatom datum levels in the equatorial and North Pacific Saito T., Ishizaki K. (eds.). The Centenary of Japanese Micropaleontology. Terra Scientific Publishing Company. Tokyo, 1992. P. 413–425.
- Funajama M. Miocene radiolarian stratigraphy of the Suzu Area, northeastern part of the Noto Peninsula, Japan // Just. Geol., Paleontol. Contrib. 1988. № 91. P. 15–41.
- Grunow A. Diatomeen von Franz Josef Land // Denkschr. Kgl. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturwiss. Cl. 1884. V. 48. № 2. P. 53–112.
- Harwood D.M. Diatoms Antarctic Cenozoic history from MSSTS-1 drillhole McMerdo Sound // Wellington DSIR Bull. 1986. V. 237. P. 69–107.
- Koizumi I. Tertiary diatom flora of Oga Peninsula, Akita Prefecture, Northeast Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd ser. (Geol.). 1968. № 3. P. 171–240.
- Koizumi I. Diatom biochronology for Late Cenozoic Northwest Pacific // J. Geol. Soc. Jap. 1985. V. 91. № 3. P. 195–211.
- Nakaseko K., Sugano K. Neogene radiolarian zonation in Japan // Osaka Univ. Sci. Rep. 1973. V. 8. P. 23–33.
- Riedel W.R., Sanfilippo A. Radiolaria, Leg 4, Deep Sea Drilling Project // Initial Rep. of the DSDP. Wash. 1970. V. 4. P. 503–575.
- Sakai T. Radiolarians from sites 434, 435 and 436, Northwest Pacific, Leg 56, Deep Sea Drilling Project // Initial Rep. of the DSDP. Wash. 1980. V. 56/57. P. 695–733.
- Sasa Y., Nemoto T. Geologic map of Nemuro, Hokkaido, Chishima Retto. Geol. Surv. Japan, Tokyo, scale 1 : 250 000, 12 sheets, 1959–1960.
- Schrader H.-J. Cenozoic diatoms from the Northeast Pacific, leg 18 // Initial Rep. of the DSDP. Wash. 1973. V. 18. P. 673–797.
- Schrader H.J., Fenner J. Norwegian sea Cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy // Initial Rep. of the DSDP. Wash. 1976. V. 38. P. 605–671.

Рецензенты С.Д. Соколов, Л.А. Невеская

УДК 551.79(476)

## СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (АНТРОПОГЕНОВЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ

© 1996 г. Ф. Ю. Величкевич, А. Ф. Санько, Т. Б. Рылова,

**В. И. Назаров**, Г. К. Хурсевич, Г. И. Литвинюк*Институт геологических наук АН Беларуси, 220141 Минск, ул. Жодинская 7, Беларусь*

Поступила в редакцию 15.07.94 г., получена после доработки 21.03.96 г.

Рассматривается новая стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси. В основу схемы положен принцип последовательности в развитии ископаемой биоты межледниковых эпох плейстоцена. Этапность природных комплексов определялась, исходя из однооптимумности строения межледниковых толщ. Четвертичную систему в Беларуси предлагается разделять на эоплейстоцен, мезоплейстоцен, неоплейстоцен и голоцен, а нижнюю границу плейстоцена – проводить на рубеже 1.65 млн. лет назад. Эоплейстоцен расчленяется на пять региональных горизонтов, объединенных в два надгоризонта. Мезоплейстоцен включает восемь региональных горизонтов, три из которых (нижние) образуют минский надгоризонт. Нижняя граница неоплейстоцена понижена до уровня подошвы днепровского горизонта, поскольку границы между разделами внутри плейстоцена логичнее и удобнее проводить по подошвам ледниковых горизонтов.

**Ключевые слова.** Стратиграфия, плейстоцен, горизонт, оледенение, межледниковье, Беларусь, флора, фауна.

Территория Беларуси по мощности плейстоценовых образований, степени выраженности в дневном и погребенном рельефе следов аккумулятивной и эрозионной деятельности материковых оледенений, создаваемых ими гляциодинамических структур, по представительству в разрезе межледниковых, межстадиальных и перигляциальных отложений с разнообразной, хорошо изученной биотой по праву занимает центральное место среди важнейших страторегионов древнеледниковой области Восточно-Европейской платформы. Проблема детального стратиграфического расчленения плейстоценовой толщи Беларуси и смежных территорий приобрела в настоящее время особую актуальность как в связи с развернувшейся в стране крупномасштабной геологической съемкой, направленной в первую очередь на прогнозирование и поиск полезных ископаемых, так и на фоне чрезвычайно обострившейся экологической ситуации, затрагивающей не только приповерхностные, но и более глубокие отложения.

Единой надежно обоснованной стратиграфической шкалы плейстоцена, полностью отвечающей современному уровню знаний о строении четвертичной толщи Беларуси, в настоящее время нет. Геологи-производственники вынуждены пользоваться утвержденной в 1982 г. МСК СССР стратиграфической шкалой, которая уже давно не отвечает потребностям сегодняшнего дня, так как слишком упрощенно трактует строение нижнего и среднего разделов плейстоцена. Стратиграфическая схема Л.Н. Вознячука (1985), наоборот, чрезвычайно усложнена и не во всех своих

деталях достаточно обоснована. Стратиграфические схемы других авторов (Махнач и др., 1970; Горецкий, 1970; Махнач, 1971; Гурский и др., 1986) также не лишены недостатков и, кроме того, ограничивают плейстоцен рамками палеомагнитной эпохи Брюнес (0.73 млн. лет назад).

Новая стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси разработана коллективом сотрудников Лаборатории геологии антропогена Института геологических наук АН Беларуси. Основные положения этой схема отражены в ряде предварительных публикаций (Velichkevich, 1990; Величкевич и др., 1992, 1993). В основу создания схемы положен принцип комплексного биостратиграфического обоснования возраста ископаемых флор и фаун, опирающийся на результаты изучения эволюции самых характерных для плейстоцена групп растений и животных. Применительно к территории Беларуси наиболее надежным оказался комплекс таких биостратиграфических методов, как спорово-пыльцевой, палеокарпологический, диатомовый, палеозентомологический, малакофаунистический и микротериологический. Исследования проводились на опорных стратиграфических разрезах, ключевых участках и страторайонах, контролировались геологическими, геоморфологическими, палеопотамалогическими данными и в необходимых случаях дополнялись палеоклиматическими, палеоэкологическими, геохронологическими и другими материалами.

При восстановлении этапности развития природных комплексов плейстоцена Беларуси авторы исходили из принципа однооптимумного строения

Региональная стратиграфическая схема четвертичных (плейстоценовых) отложений Беларуси и ее корреляция с сопредельными территориями

| Возраст, млн. лет | Система      | Раздел         | Предлагаемая схема    | Региональная унифицированная стратиграфическая схема Беларуси, 1982 | Центральные районы России (Бреслав и др., 1992) | Польша (Mojski, 1985, 1993) |                        |
|-------------------|--------------|----------------|-----------------------|---|---|-----------------------------|------------------------|
| 0.01              | Четвертичная | Голоцен        | Голоценовый           | Голоценовый   | Голоценовый                                     | Голоценовый                 |                        |
|                   |              | Неоплейстоцен  | Поозерский            | Поозерский  | Валдайский                                      | Осташковский                | Северопольский (Висла) |
| Мончаловский      |              |                |                       |   |   |                             |                        |
| Калининский       |              |                |                       |   |   |                             |                        |
| 0.13              |              | Неоплейстоцен  | Муравинский           | Муравинский   | Микулинский                                     | Эемский                     |                        |
|                   |              |                | Днепровский           | Сожский   | Подмосковный                                    | Московский                  | Среднепольский (Одра)  |
|                   |              |                |                       | Шкловский   |   |                             |                        |
| Днепровский       |              |                |                       |   |   |                             |                        |
| 0.73              |              | Мезоплейстоцен | Александровский       | Александровский   | Лихвинский                                      | Мазовецкий                  |                        |
|                   |              |                | Березинский           | Березинский   | Мичуринский                                     | Окский                      | Вилга (Сан II)         |
|                   | Могилевский  |                | Беловежский           | Мучкапский  |   | Фердинандовский             |                        |
|                   | Нижнинский   |                |                       |   |   |                             |                        |
|                   | Беловежский  |                |                       |   |   |                             |                        |
|                   | Минский      | Ясельдинский   | Наревский             | Южно-воронежский  | Донской   | Южнопольский                |                        |
|                   |              | Корчевский     |                       |   | Ильинский                                       | Пшасныш                     |                        |
|                   |              | Наревский      |                       |   | Покровский                                      | Нарев                       |                        |
|                   | Эоплейстоцен | Брестский      | Сморгонский           | Брестский   | Южно-воронежский                                | Петропавловский             | Эоплейстоцен           |
|                   |              |                | Ружанский             |   |   |                             |                        |
| Варяжский         |              |                |                       |   |   |                             |                        |
| Гомельский        |              | Ельнинский     | Горизонты не выделены |   |   |                             |                        |
| Вселюбский        |              |                |                       |   |   |                             |                        |
| 1.65              | Плиоцен      |                | Дворецкий             |   |   |                             |                        |

межледниковых отрезков времени, включавших строго очерченные во времени фазы начала межледниковья, его климатического оптимума и постоптимальные фазы. Все так называемые "вторые", "малые", дополнительные, в различной степени фрагментарные оптимумы, нередко сопутствующие в разрезе плейстоцена основным, маркирующим, являются в действительности либо искусственными, порожденными процессами перераспределения межледниковой биоты, либо характеризуют интерстадиалы различного ранга, связанные с той или иной ледниковой эпохой. Пале-

онтологические данные по таким относительно небольшим периодам потепления представляют собой исключительную важность как раз для реконструкции характера развития оледенений, и потому должны быть тщательно задокументированы и правильно интерпретированы.

Учитывая сложный и противоречивый характер литологических данных по обоснованию количества и распространения ледниковых горизонтов в плейстоцене Беларуси, основное внимание необходимо уделять ледниковым отложениям и в первую очередь моренам тех опорных страти-

графических разрезов, где они имеют четкую литогенетическую связь с перекрывающими межледниковыми толщами известного возраста и ими надежно датированы. При всей ограниченности качественного фактического материала подобного рода альтернативы создания научно обоснованных, эффективных литостратиграфических комплексов пока, по-видимому, нет.

Подразделениями общей стратиграфической шкалы антропогена являются система и раздел, региональной – надгоризонт и горизонт. Четвертичная система территории Беларуси включает четыре раздела: эоплейстоцен, мезоплейстоцен, неоплейстоцен и голоцен (таблица). Нижний возрастной рубеж эоплейстоцена принят на уровне около 1.65 млн. лет назад, граница между эоплейстоценом и мезоплейстоценом проведена по подошве древнейшего ледникового горизонта Беларуси – наревского, нижняя граница неоплейстоцена проводится по подошве днепровского ледникового горизонта, начало голоцена принято на уровне 10 тыс. лет от наших дней. Горизонты эоплейстоцена и нижние горизонты мезоплейстоцена объединены в надгоризонты, что связано с необходимостью облегчения геологического картирования в районах с недостаточно полной их представительностью или отсутствием отложений некоторых из этих горизонтов.

Протяженность эоплейстоцена Беларуси составляет около 0.92 млн. лет и превышает длительность гляциоплейстоцена (мезо- и неоплейстоцена) почти на 200 тыс. лет. В Западной Европе ему соответствует часть нижнего плейстоцена от эбулона до первого кроммерского межледниковья, охватывающая морские климатические ярусы 36–20. На Русской равнине к эоплейстоцену отнесен апшеронский ярус и его континентальные наложения в составе домашкинского, бошерницкого, жеваховского, ногайского и морозовского горизонтов (Никифорова, 1987). В разрезах белорусского эоплейстоцена отсутствуют моренные, лимно- или флювиогляциальные отложения, но отмечаются следы лёссовобразования и выветривания в относительно сухом и холодном климате. Породы эоплейстоцена Беларуси представлены преимущественно озерными, реже аллювиальными фациями. Среди них преобладают алевриты (тонкие супеси) голубовато- и зеленовато-серые, пылеватые, нередко карбонатные, глины серые, зеленовато-серые и темно-серые, местами слоистые, с примесью песка кварцевого и полевошпатово-кварцевого. Иногда глины и супеси замещаются органогенными и гумусированными породами – гиттиями, торфом, гумусированными алевритами и глинами. Аллювиальные фации состоят из слоистых толщ песков, глин и гумусированных, нередко оторфованных супесей.

Мощность отложений эоплейстоцена изменчива и составляет 1–30 м. Увеличение мощности до 50 м наблюдается на бортах ложбин ледникового выпахивания типа сецней (у г. п. Коссово) или в зонах преобладающего прогибания как у д. Балажевичи Мозырского района (Неотектоника..., 1984). Глубина залегания кровли также сильно колеблется – от 4.5–8 м на юге Припятского прогиба до 160–260 м в пределах Белорусской антеклизы.

В распределении отложений эоплейстоцена в разрезе и по площади наблюдаются следующие закономерности. Отложения нижнего эоплейстоцена встречаются редко, но они обычно надстраивают разрез плиоцена без перерыва и связаны, в основном, с долинами рек бассейна Днепра и Немана, наследуя площади распространения плиоцена (деревни Дворец, Холмеч, Вселюб и другие). Верхние горизонты эоплейстоцена тяготеют к зоне первого покровного оледенения, они “подвешены” к древнейшей морене без опоры на неогенные отложения и сосредоточены, в основном, на юго-западе и на смежных территориях Литвы и Беларуси (рисунок).

*Вселюбский горизонт.* Название предложено Г.И. Горецким (1980) для обозначения аллювиальной свиты верхнего плиоцена Понеманья и использовано Т.В. Якубовской и В.И. Назаровым (1993) для древнейшего горизонта эоплейстоцена. Включает верхнедворецкую и вселюбскую свиты. *Голостратотип* – разрез Холмеч-3 на Днестре, *парастратотип* – разрез скважины 107 у д. Кривичи Лидского района, глубина 45.2–62.0 м (Якубовская, 1984). Семенная флора этого разреза с глубины 59.0–59.5 м содержит *Pilularia pliocenica*, *Selaginella selaginoides*, *Potamogeton vaginatus*, *Carex raucifloroides* и другие виды, общие с флорой разреза Холмеч-3 и других разрезов верхнедворецкой свиты. Фрагментарные спорово-пыльцевые спектры из скв. 120 у д. Лозы и скв. 119 у д. Детомля Новогрудского района воспроизводят палиноассоциацию *Betula–Pinus–Artemisia–Poaceae* (Рылова, 1980). Палинограммы разрезов расчистки 14-к у д. Дворец и шурфа 2а у д. Холмеч Речицкого района воспроизводят палиноассоциации *Betula–Poaceae–Artemisia* и *Artemisia–Betula–Pinus–Salix* (Зинова и др., 1987). Палеоэнтомофауна вселюбского горизонта, изученная по материалам из 8 разрезов, свидетельствует о существовании в то время холодного, влажного климата. В ее составе преобладают представители таежной зоны, но отсутствуют виды, экологически связанные с древесной растительностью. На протяжении накопления осадков этого горизонта отмечается как минимум три потепления климата до уровня современных условий южной части таежной зоны. Наряду с современными видами здесь отмечены склериты экзотических жесткокрылых (*Clivina* sp., *Otiorhynchus* sp., *Cercyon* sp.,

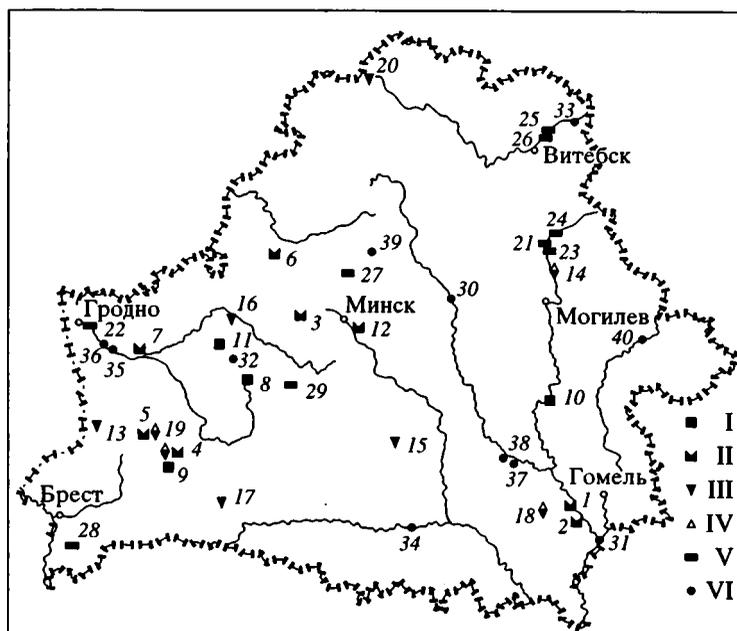


Схема расположения опорных разрезов плейстоцена Беларуси.

I – эоплейстоцен: 1 – Дворец, 2 – Холмеч, 3 – Тесновая, 4 – Смолярка, 5 – Верчицы, 6 – Крево, 7 – Микелевщина; II – корчевское межледниковье: 8 – Корчево, 9 – Постолово, 10 – Химы, 11 – Романюки, 12 – Мачулищи; III – беловежское межледниковье: 13 – Борки, 14 – Нижнинский Ров, 15 – Костеши, 16 – Николаево, 17 – Мотоль, 18 – Красная Дуброва, 19 – Ятвезь, 20 – Обухово; IV – могилевское межледниковье: 4 – Смолярка, 14 – Нижнинский Ров, 18 – Красная Дуброва, 19 – Ятвезь; V – александрийское межледниковье: 21 – Матвеев Ров, 22 – Колодежный Ров, 23 – Рудаков Ров, 24 – Старые Стайки, 25 – Гралево, 26 – Руба, 27 – Лаперовичи, 28 – Гвозница, 29 – Миничи; VI – муравинское межледниковье: 30 – Мурава, 31 – Лоев, 32 – Тимошковицы, 33 – Черный Берег, 34 – Дорошевичи, 35 – Княжеводцы, 36 – Богатыревичи, 37 – Светлогорск, 38 – Боровики, 39 – Кузевичи, 40 – Чериков.

Lathridiidae gen.), составляющие около 10% от общего видового состава палеознтомофауны. Для холодных этапов вселюбского времени характерно сочетание таких видов, как *Patrobus cf. assimilis*, *Notaris aethiops*, *Hydromus alismatis*, *Eraphius rivularis*, для более теплых – *Notaris bimaculatus*, *N. cf. acridulus*, *Pterostichus minor*, *Elaphrus girarius*, *Cytillus sericeus*.

*Ельнинский* горизонт описан Л.Н. Вознячуком (1981) как аналог ваала Европы и назван по ручью Ельня в бассейне р. Щара, на пойме которого находится голостратотип – скважина 141 у д. Микелевщина Мостовского района. В этой скважине на глубине 157.7–159.2 м вскрыт слой торфа, залегающий под древнейшей мореной на меловых породах. Г.И. Горецкий (1973) считал этот торф отторженцем, что впоследствии и было подтверждено контрольным бурением. В торфе установлена небольшая, но очень выразительная семенная флора с *Brasenia belorussica*, *Aracites johnstrupii*, *Stratiotes* sp., воспроизводящая обстановку одного из самых теплых интервалов эоплейстоцена. Об этом же свидетельствует и палиноассоциация *Quercus–Pinus–Betula*, выделенная Н.А. Махнач. В более определенной стратиграфической позиции – между отложениями дворецкого горизонта плиоцена и брестского надгори-

зонта – находится слой торфянистого сапропелита с флорой ельнинского типа (*Aracites johnstrupii*, *Stratiotes cf. brevispermus*, *Carex paucifloroides*, *Scirpus atroviroides*, *Decodon goretzkyi*), вскрытый на глубине 32 м скважиной 7173 у д. Букча Лельчицкого района (Якубовская, 1989).

*Варяжский* горизонт. Название предложено Л.Н. Вознячуком для обозначения древнейшего оледенения гляциоплейстоцена, которое впоследствии было заменено на наревское. Лектостратотип – разрез скважины 13 у д. Смолярка Березовского района, глубина 63.5–72.4 м (Вознячук, 1961; Якубовская, Рылова, 1992). Флора, воспроизводящая климатическую обстановку, близкую к ледниковой, происходит из прослоев песчанистого алевроита и тонкозернистого песка с обломками древесины (64.0–65.4 м). Она включает *Selaginella selaginoides*, *S. helvetica*, *Potamogeton vaginatus*, *Betula cf. humilis* и другие аркто-бореальные и обычные эвритермные виды. Флора подобного типа ранее была обнаружена П.И. Дорофеевым в скважинах 190 у д. Грушево (глубина 42.8 м), 168 (44.8–45.6 м), 157 (45.0–46.0 м) у д. Рожок Дрогичинского района. Палиноассоциация *Betula–Alnus–Artemisia–Poaceae–Cyperaceae*, выделенная Т.Б. Рыловой, соответствует наиболее холодному времени формирования осадков это-

го горизонта. Ей предшествовала палиноассоциация *Betula-Pinus-Artemisia-Chenopodiaceae-Poa* *sp.*, а в верхней части варяжского интервала разреза в спорово-пыльцевых спектрах заметно преобладание *Pinus*. Семенная флора этой части разреза также фиксирует некоторое улучшение климата появлением *Azolla interglacialis*, *Stratiotes intermedium*, связанное с переходом к следующему горизонту. Подобные флоры исследованы П.И. Дорофеевым в скважинах 136 у д. Рожок (глубина 46.5–49.6 м), 323 у д. Бронная Гора (глубина 65.0 м), 343 у д. Верчицы (глубина 83.0 м).

*Ружанский* горизонт. Голостратотип – разрез скважины 343 у д. Верчицы Пружанского района (глубина 75.0–81.0 м), расположенной в Ружанской пуще в 15 км от п. г. т. Ружаны. Из переслаивания глин, алевролита и песка с глубины 78 м П.И. Дорофеевым получена флора, включающая *Brasenia nehrinhii* (= *B. belorussica*), *Scirpus kreczetoviczii*, *Stratiotes aloides*, *Lemna trisulca* и другие теплолюбивые виды водно-болотных травянистых растений. Флоры подобного типа выявлены в скважинах 328 у д. Бронная Гора (глубина 74.0–75.0 м), 391 у д. Лихосельцы (глубина 108.5–111.0 м) Пружанского района, 7173 у д. Букча (глубина 28.0 м) Лельчицкого района. Этому интервалу соответствует палиноассоциация *Pinus-Quercus-Betula-Alnus*, установленная А.Ф. Бурлак в стратотипическом разрезе скважины 343 в верхней части интервала 71.0–83.0 м. Палеознтомофауна ружанского времени изучена в скважинах 8, 17, 31 у г. Дрочинина и 391 у д. Лихосельцы Пружанского района. Для нее характерно присутствие *Chlaenius tristis*, *Gerris* sp., *Psammobius* (*Rhyssemus*) *germanus*, *Denacia clavipes*, *Plateumaris brassata* и др., представленных немногочисленными остатками. Участие в фауне *Chlaenius tristis* свидетельствует о формировании отложений рассматриваемого горизонта в более теплой, чем современная для данной территории, природой обстановке.

*Сморгонский* горизонт выделен Г.И. Горещким (1980) в окрестностях г. Сморгонь. По объему соответствует брестскому горизонту в понимании Н.А. Махнач (1971), а также сивковской свите. В качестве лектостратотипа предлагается разрез скважины 019 у д. Крево Сморгонского района, глубина 153.0–175.7 м, где по результатам палинологических (Махнач, 1977) и геохимических (Боброва и др., 1977) исследований выявлена сложная климатическая ритмика, отразившаяся в многократном чередовании максимумов пыльцы *Pinus* и *Betula* и некоторых других особенностях спорово-пыльцевой диаграммы. Палиноассоциации *Pinus-Betula-Artemisia* и *Artemisia-Betula* из интервала 171.0–175.0 м и преобладание трав в составе спектров верхней части этого интервала следует, по-видимому, расценивать как свидетельство климатической обстановки, близкой к ледниковой.

Сходная картина развития растительности сморгонского времени установлена по данным спорово-пыльцевых исследований Т.Б. Рыловой в разрезе скважины 017 у д. Кисели Минского района. На диаграмме, построенной для отложений из интервала 159.5–180.3 м, выделяется 5 холодных фаз, связанных с перигляциальной обстановкой, и 4 более теплые фазы, воспроизводящие лесную растительность с господствующей ролью сосны.

Семенная флора сморгонского времени известна по разрезу скважины 032 у д. Нарочь Вилейского района, глубина 70.0–79.0 м, для которой характерен общий обедненный состав и представительство холодостойких форм: *Selaginella selaginoides*, *Potamogeton vaginatus*, *Carex caespitosa*. Из подморенных слоев на территории Брестской впадины П.И. Дорофеевым изучены сходные флоры с участием *Picea* sp., *Betula pana*, полярных видов *Salix*.

Палеознтомофауна из отложений сморгонского горизонта включает обитателей современной тундры и открытых пространств. Для нее характерно сочетание следующих форм: *Notiophilus aquaticus*, *Diacheila* aff. *arctica*, *Bembidion* (*Peryphus*) sp. exot., *Pterostichus* aff. *haematopus*, *Helophorus obscurus*, *Simplocaria metallica*, *Morychus michaylovski*, *Notaris bimaculatus*, *N. aethiops*. Специфический состав фауны, отсутствие горно-степных форм и первое появление (в рамках зоплейстоцена) типично тундровых видов позволяют интерпретировать эту фауну как перигляциальную.

*Наревский* горизонт. Название (от р. Нарев) предложено Л.Н. Вознячуком для обозначения морены, подстилающей в стратотипическом разрезе Борки в Беловежской пуще древнейшие, по его прежним представлениям, беловежские межледниковые образования. С открытием корчевских межледниковых слоев это название перенесено Л.Н. Вознячуком на подстилающую их более древнюю морену и сохранено нами для самой древней морены Беларуси. Наревская морена в нормальной стратиграфической позиции установлена в следующих разрезах: в скважине 107 у д. Мачулищи (глубина 130.5–136.0 м) под Минском (Комаровский, Якубовская, 1988), в ряде скважин березовского страторайона (Величкевич и др., 1993), в скважинах, пробуренных в окрестностях г. Солигорска (Цапенко, Махнач, 1959; Кригер, 1967; Махнач, 1971; и др.), в скважине у д. Углы между гг. Паричи и Бобруйск (Цапенко, Махнач, 1966) и в карьере у д. Корчево Барановичского района, где корчевские межледниковые слои вместе с подстилающей их мореной вовлечены в мощные гляциодислокации и выходят на дневную поверхность (Вознячук и др., 1977; Зусь, 1991; и др.).

Наревская морена представлена обычно маломощными валунными суглинками и супесями

зеленовато-серого, темно-бурого и темно-серого цвета, которые залегают на породах самого различного возраста, от эоплейстоцена и плиоцена до девона и протерозоя. Наревской морене свойственна сложная и богатая ассоциация минералов, которая возникла в результате непосредственной денудации разнообразных доледниковых пород древнейшим ледником. Если допустить, что во всех перечисленных выше пунктах корчевские межледниковые отложения и подстилающая их наревская морена находятся в ненарушенном залегании, то положение границ максимального распространения наревского ледникового покрова может быть приблизительно намечено по северной части Полесской низины. Во многих местах морена уничтожена ледниковой эрозией и сохранились лишь ее редкие изолированные останцы, а также нерасчлененные водно-ледниковые и перигляциальные пески, супеси и глины.

**Корчевский горизонт.** Голостратотип – разрез древнеозерных межледниковых образований, вскрывающихся в карьере кирпичного завода на левом берегу р. Сервечь (левый приток Немана) у деревень Корчево и Елизаровщина Барановичского района, примерно в 6 км восточнее г. п. Городище (Вознячук и др., 1977; Вознячук и инш., 1978). Межледниковая толща представляет собой чередование глинистых и оторфованных гитгий с темно-серыми суглинками различной степени гумусированности. Корчевские межледниковые слои вскрыты также несколькими буровыми скважинами: у д. Мачулищи под Минском (Комаровский, Якубовская, 1988), у д. Романюки близ г. Новогрудок (Назаров, 1990), у д. Постолово Березовского района (Величкевич и др., 1993), у д. Химы Рогачевского района (Величкевич, Рылова, 1988).

Для палинологических диаграмм стратотипического разреза корчевского межледниковья характерны следующие особенности: пыльца *Quercetum mixtum*, *Alnus*, *Corylus* появляется почти одновременно, а чуть позднее – *Carpinus* (max. 12%); пыльца *Quercus* преобладает среди других широколиственных пород (max. 24%); пыльцы *Corylus* в отложениях климатического оптимума немного – до 8–9%; в спектрах единично присутствует пыльца *Taxus*, *Pinus strobus*, *P. sect. Cembrae*, *Picea omorica*, споры *Selaginella* типа дворцовой, массылы *Salvinia*, *Azolla*.

Специфику семенных флор корчевского времени отражает комплекс вымерших видов травянистых растений: *Azolla interglacialis*, *Potamogeton perforatus*, *P. dvinensis*, *P. pseudorutilus*, *P. panormitanoides*, *Alisma minima*, *Stratiotes cf. intermedius*, *Scirpus atroviroides*, *S. kreczetoviczii*, *Eleocharis praemaximowiczii*, *Carex paucifloroides*, *Caulinia antiqua*, *Ranunculus scleratooides*, *Aldrondanda zussii* и др.

Микротериофауна корчевского разреза по последним данным (Мотузко, 1985) включает: *Trogontherium sp.*, *Mimomys intermedius*, *Microtus ratticepoides*, *M. nivaloides*, *M. aff. gregalis*, *M. ex gr. hyperboreus-middendorffii*, *Microtus sp.*, *Pitymys hintoni*, *Clethrionomys aff. glareolus* и др. Руководящий вид этого комплекса – *Mimomys intermedius*, сопутствующие виды – некорнезубые серые полевки.

Малакофауна разреза Корчево представлена *Bithynia labiata*, *Pisidium astartoides*, *Lithoglyphus cf. pyramidatus*, *Gyraulus albus*, *Valvata cristata* и др. (всего 32 таксона).

Для палеоэнтомофауны корчевского разреза характерно присутствие термофильных видов *Chlaenius tristis*, *Oodes helopoides*, *Pterostichus melanarius*, *Odocantha melanura*, *Colymbetes paukulli*, *Dopacia obscura*, *Hydronomus*, а также древних, вымерших видов – *Morychus michaylovski*, *Dorcadion sp.*, *Rhysophagidae gen.*, *Anthicidae gen.*

**Ясельдинский горизонт.** Название дано по р. Ясельда (левый приток Припяти), где эти отложения имеют широкое распространение (Величкевич и др., 1993). К ним относится сложный комплекс ледниковых, водно-ледниковых и перигляциальных образований, генетически связанных с перекрывающими их беловежскими межледниковыми осадками. Среди них наибольшую роль играют моренные супеси и суглинки. Они распространены шире и имеют большую мощность, чем наревская морена. Это наиболее мощная морена юго-западной Беларуси. Она является маркирующим горизонтом в плейстоценовом разрезе. Самые южные находки ясельдинской морены и беловежских осадков расположены по линии Ивацевичи–Старобин–Речица, которую условно можно принять за границу максимальной стадии ясельдинского оледенения. В большинстве скважин центральной и северной Беларуси ясельдинская морена залегает на глубинах порядка 70–100 м под беловежскими осадками. В то же время вблизи границы максимального распространения морену этого оледенения можно обнаружить не глубоко от дневной поверхности. В окрестностях г. Береза, например, имеется крупный массив ясельдинско-беловежских отложений в интервале глубин от 10 до 40 и более метров. В Любанском районе (разрез Костеши) ясельдинская морена выходит на дневную поверхность. Ясельдинские ледниковые отложения представлены в основном плотными серыми, реже темноцветными моренными суглинками и супесями с линзами и прослоями песков. Ясельдинская морена содержит довольно много отторженцев меловых и палеогеновых пород, которые местами многократно чередуются с валунными суглинками и супесями, придавая им чешуйчатый характер. В отличие от более молодых моренных отложений фракция гравия ясельдинской морены содержит довольно много обломков оса-

дочных и меньше обломков изверженных и метаморфических пород.

В перигляциальных отложениях, подстилающих ясельдинскую морену, встречены тундровые жужелицы, включающие *Diacheila polita* Gyll., *Pterostichus* (*Cryobius*) spp. и др. В отложениях, перекрывающих морену, также найдена разнообразная тундровая энтомофауна (*Diacheila polita* Gyll., *Bembidion* (*Peryphus*) *dauricum* Motsch., *Pterostichus* (*Stereocerus*) *haematops* Bej., *P.* (*Lypero-**pherus*) *vermiculosus* Men., *P.* (*Cryobius*) *ex* *gr.* *pingue-  
dineus* Eschsch., *Lepygus nordenskjoeldi* Faust. и др.), свидетельствующая о сравнительно продолжительном времени сохранения перигляциальной обстановки после отступления ледника. Для этих отложений характерен, по-видимому, вымерший подвид жужелицы *Pterostichus rarus* Lutsch подрода *Dejus*, живущего в настоящее время в горах Забайкалья и Монголии.

**Беловежский горизонт.** Голостратотип – толща межледниковых древнеозерных отложений, преимущественно известковистых гиттий, вскрытых скважиной 153 (глубина 87.0–110.5 м) в Беловежской пуще на восточной окраине д. Борки Пружанского района и залегающих на маломощной ясельдинской морене под ледниковыми образованиями березинского и днепровского оледенений (Вознячук, 1961, 1981; Вознячук, Пузанов, 1966). В результате контрольного бурения, проведенного в 1980 и в 1989 годах, получена комплексная палеоботаническая характеристика разреза и выделен неостратотип по скважине 2Г (Якубовская и др., 1991). Отложения беловежского межледниковья известны на территории Беларуси в нескольких десятках разрезов. Наиболее детально изучены разрезы скважин 13Б у д. Красная Дуброва Речицкого района, 13 у д. Смолярка, 1279 у д. Стригин, 1474 и 5 у д. Голицы Березовского района, 9 у хут. Яглевичи, 1885 и 6 у д. Ятвезь Ивацевичского района, обнажений Нижнинский Ров у г. Шклова, Костеша Любанского района, Обухово на р. Сарьянке в Верхнедвинском районе, Мотоль Иванковского района и многие другие. По результатам спорово-пыльцевых исследований картина развития растительности беловежского межледниковья выглядит следующим образом:  $bl_1$  – березово-хвойные (березово-лиственнично-елово-сосновые) и хвойно-березовые леса;  $bl_2$  – сосново-березовые леса с примесью лиственницы, ели, ольхи, широколиственных пород и орешника;  $bl_3$  – смешанные широколиственно-хвойные (дубово-вязово-сосновые) леса с примесью березы и ольхи;  $bl_4$  – широколиственные (дуб-вяз-липа-клен-ясень) с сосной, березой, елью или широколиственно-хвойные леса с хорошо развитым подлеском из орешника и ольшаниками на пониженных и увлажненных местах;  $bl_5$  – широколиственно-елово-пихтовые леса

с обильным подлеском из орешника и участием ольхи;  $bl_6$  – сосновые или елово-сосновые леса с участием березы, ольхи и широколиственных пород (дуб, вяз, липа);  $bl_7$  – сосновые и сосново-еловые леса с примесью березы;  $bl_8$  – хвойно-мелколиственные леса с заметной ролью травянистых ассоциаций открытых местообитаний.

Группа экзотических травянистых растений беловежского времени по палеокарпологическим данным включает: *Potamogeton sarjanensis*, *P. panormitanoides*, *Caulinia macrosperma*, *C. interglacialis*, *Stratiotes brevisperma*, *Scirpus atroviroides*, *Carex paucifloroides*, *Brasenia borysthena*, *Euryale byelorussica*, *Nymphaea cinerea*, *Aldrovanda borysthena* и др.

Диатомовая флора беловежского времени характеризуется высоким содержанием вымерших плиоцен-плейстоценовых таксонов (*Cyclotella radiosa* var. *plioaenica* – до 30% от общего состава флоры и *C. radiosa* var. *lichvinensis* – до 25%), значительным участием видов-индикаторов беловежского межледниковья (*Cyclotella reczickiae*, *Stephanodiscus determinatus*, *S. styliferum*, *S. raripunctatus*, *Navicula variabilis*, *N. jentzschii* f. *kuptzoviae*), высокий численностью таксонов, впервые выделенных в беловежской флоре (*Cyclotella reczickiae* var. *diversa* – до 46%, *Stephanodiscus peculiaris* – до 22%), но встречающихся изредка также в более молодых флорах, интенсивным развитием *Stephanodiscus niagarae* var. *insuetus* и другими признаками.

Малакофауна из отложений беловежского межледниковья включает *Lithoglyphys naticoides*, *Viviparus* sp., *Pisidium astartoides*, *P. casertanum* и др. преимущественно реофильные виды.

В палеоэнтомофауне беловежского времени преобладают полужесткокрылые – *Pentatoma rufipes*, *Zicrona caerulea*, *Pycocoris cimicoides*, жужелицы – *Bembidion doris*, *Oodes helopoides*, *Pterostichus aterrimus*, *P. nigrita*, *P. minor*, плавунцы – *Copelatus haemorrhoidalis*, *Acilius sulcatus*, *Cybister lateralmarginalis*, радужницы – *Donacia obscura*, *Plateumaris braccata* и др. (Назаров, 1985).

**Нижнинский горизонт.** Голостратотип – толща зеленовато-серых солифлюкционных супесей и суглинков с галькой и валунами и озерные алевиты и супеси с прослойками песка и гравийными зернами, разделяющие в обнажении Нижнинский Ров у г. Шклова беловежские и могилевские межледниковые отложения (Вознячук, 1985). Гипостратотипы – разрезы скважины 1474 у д. Голицы Березовского района, глубина 15.4–18.8 м (Величкевич и др., 1993) и скважины 55Б у д. Красная Дуброва Речицкого района, глубина 31.4–34.4 м (Махнач, Рылова, 1986; Хурсевич, Логинова, 1986). По спорово-пыльцевым данным Н.А. Махнач, О.П. Кондратене и Т.Б. Рыловой в отложениях нижнинского времени выделяются два отрезка времени с признаками сурового

субарктического климата и разделяющий их интерстадиал с лесной растительностью бореально-го типа, получивший название г о л ц к о г о (Величкевич и др., 1993). В разрезе скважины у д. Углы Паричского района (Шапенко, Махнач, 1966) в надбеловежских перигляциальных слоях можно выделить не один, а два интерстадиальных отрезка времени, нижний из которых синхронен голицкому, а верхний представляет собой самостоятельный угловский интерстадиал. Палинокомплексы из отложений нижнинского горизонта в разрезе Красная Дуброва характеризуются, например, абсолютным преобладанием пыльцы *Betula* (max. 100%), представленной главным образом кустарниковыми видами, значительной ролью пыльцы *Artemisia* (до 84%), *Poaceae* (до 22%), *Cheporodiaceae* (до 34%), *Asteraceae* (до 7%), а также *Ephedra*, *Helianthemum* и других травянистых растений открытых и рудеральных местообитаний. Диатомовая флора нижнинского времени представлена очень мелкими, явно угнетенными, нередко уродливыми экземплярами литоральных видов (*Operphora martyi*, *Fragilaria brevistriata*, *F. construens* с разновидностями, *Amphora pediculus*, *Navicula scutelloides*) и также свидетельствует о перигляциальной климатической обстановке.

Формирование нижнинских перигляциальных слоев связано со сравнительно небольшим оледенением, очевидно не достигавшем территории Беларуси. Отложения нижнинского горизонта хорошо коррелируются с перигляциальными слоями, разделяющими в Рославльском стратотайоне России осадки глазовской и конаховской свит (Бирюков и др., 1992), аналогичными слоями разреза Жидини в Латвии (Кондратене и др., 1985), Фердинандов в Польше (Janczyk-Korikowa, 1975).

**Могилевский горизонт.** Г о л о с т р а т о т и п – верхний из двух слоев погребенного торфа в овраге Нижнинский Ров на Днепре у г. Шклова (Вознячук, 1981). Гипостратотипы – разрез скважины 13Б у д. Красная Дуброва Речицкого района, глубина 22.8–28.0 м (Махнач и др., 1982; Махнач, Рылова, 1986); разрез скважины 3 у д. Смолярка Березовского района, глубина 14.0–15.5 м; разрез скважины 25 у д. Пушкари близ г. Витебска, глубина 64.9–67.5 м. Среди многочисленных спорово-пыльцевых диаграмм, полученных для межледниковых образований Нижнинского Рва Н.А. Махнач, Я.К. Еловичевой, О.П. Кондратене, Т.Б. Рыловой, наиболее полную картину развития растительности могилевского межледниковья отражает диаграмма из расчистки 2 (Кондратене, Санько, 1985), на которой выделяются четыре палинокомплекса следующего состава: XII – береза–лиственница–сосна, XIII – дуб–вяз–липа, XIV – граб–дуб–вяз–липа–ель–сосна, XV – береза–сосна–лиственница. Семенная флора могилевского горизонта Нижнинского рва по общему составу и степени экзотичности во много сходна с флорой

беловежского межледниковья, однако для нее характерно обилие остатков *Carpinus cf. betulooides*, *Brasenia borysthena s.s.*, *Hypericum pleistocenicum*, в то время как в нижней, беловежской флоре, эти виды представлены единичными остатками. Имеются и другие отличия могилевской флоры от беловежской, касающиеся главным образом количественных характеристик показательных видов. Диатомовая флора могилевского времени, изученная в разрезе Красная Дуброва, характеризуется ведущей ролью планктонных видов *Aulacoseira* и *Stephanodiscus*. Среди последних преобладает вымерший таксон *S. niagarae* var. *insuetus*, менее представлены *S. rotula*, *S. parvus*, зато отсутствует типично беловежский вид – *S. styliferum*. Сравнительно немногочисленны виды *Cyclotella*, причем *C. radiosa* var. *pliocenica* представлена лишь единичными экземплярами, а *C. reczickiae* вовсе отсутствует. Палеозоофауна могилевского времени представлена *Eraphius rivularis*, *Pterostichus nigrita*, *P. minor*, *P. diligens*, *Notaris aethiops*, *Donacia obscura*, *Lixus iridis*, *Clivina fossor*, *Bembidion* и др.

**Березинский горизонт.** Название впервые предложили И.А. Лепикаш (1936) и Д.К. Биленко (1936), которые комплекс ледниковых отложений березинского оледенения в бассейне Верхнего Днепра помещали ниже отложений днепровского и оршицкого оледенений. Аналогами березинского горизонта служат образования миндельского оледенения Г.Ф. Мирчинка, окского оледенения К.К. Маркова, лихвинского оледенения Н.Н. Соколова и В.П. Гричука, оледенения второй половины древней эпохи М.М. Шапенко и Н.А. Махнач, верхнеберезинского оледенения Г.И. Горещко, эльстерского оледенения Германии и Англии по П. Вольдштедту, дайнавского оледенения Литвы по В.П. Вонсавичюсу. К березинскому горизонту Беларуси принадлежит сложный комплекс собственно ледниковых, водно-ледниковых и перигляциальных отложений. Центральное место в этом комплексе занимают моренные породы. Судя по пространственному распространению морены и особенно по ее соотношению с александрийскими озерными осадками гляциокарстовых западин, березинский ледник занимал большую часть территории Беларуси. Существует несколько мало различающихся между собой вариантов проведения границ его предельного продвижения к югу (Шапенко, Махнач, 1959; Вознячук и др., 1971; Гурский, 1971; Матвеев, 1990). Моренные отложения березинского оледенения представлены супесями и суглинками грубыми, плотными, часто с линзами и прослоями разнозернистых песков, глин, валунно-галечного материала. Цвет морены в основном серый, с зеленоватым или голубым оттенком. В ее составе нередко встречаются отторженцы меловых, палеогеновых и неогеновых пород. Часто, особенно на бортах ледниковых

ложбин, морена имеет чешуйчатое строение. Мощность моренного горизонта 20–30 м, а на бортах ложбин и в чешуях увеличивается до 70–80 м.

Для морены характерно относительно небольшое (8–10%) содержание крупнообломочного материала. В составе гравийно-галечного материала преобладают осадочные породы: в центральных и западных районах – известняки и доломиты, а в восточных – палеогеновые песчаники и алевролиты. Среди кристаллических пород типичны граниты, гнейсы, долларские порфиры. В минеральном составе мелкопесчаной фракции преобладает кварц. Содержание амфиболов, пироксенов и других неустойчивых минералов незначительное. В глинистых фракциях присутствует монтмориллонит и хлорит.

**Александрийский горизонт.** Голостратотип – разрез межледниковых отложений, вскрывающихся в овраге Матвеев Ров на правом берегу р. Копысицы (правый приток Днепра) у юго-восточной окраины д. Малая Александрия Шкловского района (Горецкий, 1970; Махнач, 1971). Парастратотип – межледниковые озерные, озерно-болотные, болотные и озерно-аллювиальные отложения, вскрывающиеся в овраге Колодежный Ров в окрестностях бывшей д. Принеманская (прежнее название – Жидовщица), в 4 км восточнее г. Гродно (Якубовская, 1976). Спорово-пыльцевые диаграммы многочисленных разрезов александрийского межледниковья характеризуются высоким содержанием пыльцы *Picea* (до 80%) и *Alnus* (до 80%) в начале межледниковья, значительным представительством пыльцы хвойных пород (сосна, ель, пихта) на протяжении всего межледниковья, одновременным или почти одновременным появлением и низким содержанием пыльцы широколиственных пород (дуб, липа, вяз и др.) и орешника, более поздним и почти одновременным появлением пыльцы *Abies* (до 80%) и *Carpinus* (до 40%), небольшим, но постоянным присутствием в спектрах пыльцы экзотов (*Vitis*, *Pterocarya*, *Vuxus*, *Ligustrum*, *Pinus* subgen. *Harpoxylon*). Для семенных флор александрийского времени характерно преобладание в группе древесных пород хвойных и в первую очередь темнохвойных (*Picea*, *Abies alba*, *Taxus baccata*), а в группе травянистых растений – присутствие обширного комплекса вымерших видов и внутривидовых таксонов (*Aracites interglacialis*, *Myriophyllum spinulosum*, *Caulinia goretskyi*, *Aldrovanda doktorovskyi*, *Brasenia borysthenica* var. *nemenensis*, *B. b.* var. *heterosperma* и др.), не встречающихся или крайне редких во флорах других межледниковий. Александрийская диатомовая флора отличается от более древних и более молодых флор высоким обилием и большим разнообразием представителей рода *Cyclotella* (до 30 видов и разновидностей). Показательными в возрастном отношении являются *Cyclotella radiosa* var. *lichvinensis*, *S. par-*

*vula*, *S. temperiana*. Участие более древних таксонов – *S. radiosa* var. *pliocenica* и *Stephanodiscus niagarae* var. *insuetus* сравнительно невелико (до 4 и 150 соответственно). Своеобразие флоре придуют виды-индикаторы *Stephanodiscus fascicularis* и *S. immemoratus* var. *minor*.

Палеоэнтомофауна термического максимума александрийского межледниковья резко отличается от остальных межледниковых фаун постоянным присутствием бореальных видов (*Eraphius rivularis*, *Notaris aethiops*) и одновременным участием термических экзотов (*Agonum holhausi*), свидетельствующих о наличии эпизодов с более сухими теплым климатом. Характерный для александрийского времени комплекс составляют: *Cychrus caraboides*, *Patrobium excavatum*, *Plateumaris sericea*, *Sitona hispidulus*, *Hylobius pinastre*, *Notaris acridulus*, *N. aethiops*. Другой особенностью фауны является постоянное присутствие видов, экологически связанных с хвойными породами деревьев.

Характерными видами моллюсков александрийского времени следует пока считать *Viviparus diluvianus* и *Lithoglyphus piramidatus*, которые, по-видимому, вымерли к концу этого межледниковья.

**Днепровский горизонт.** Ареальный стратотип днепровского горизонта – первый от поверхности комплекс ледниковых отложений в средней и южной Беларуси. На севере днепровские отложения погребены под породами поозерского оледенения. Днепровское оледенение, исходя из распространения его морен и водноледниковых отложений, охватывало всю территорию Беларуси. Край ледникового покрова при его максимальном распространении находился на территории Украины, в нескольких сотнях километров к югу от южной границы Беларуси. По своему строению отложения днепровского горизонта отличаются от других ледниковых горизонтов плейстоцена присутствием не одной, а сразу двух морен, соответствующих первой (днепровской, дренте) и второй (московской, сожской, варта) мегастадиям. Что же касается нижне- и верхнеднепровских отложений, то в их строении и последовательности напластования имеется немало общих черт с породами, занимающими аналогичный статус в подразделении других оледенений. Так, в составе нижнеднепровской толщи на Копыльской гряде представлены слои, содержащие не менее двух интерстадиальных потеплений (Санько и др., 1989). Верхнеднепровские осадки в ряде мест Беларуси (Лоев, Жукевичи, Мурава) включают лоевские слои (Величkevич, 1982), последовательность в накоплении которых во многом сходна с формированием дриасовых слоев поозерского позднеледниковья. В среднеднепровской толще, особенно в полосе между границами сожской стадии и поозерского оледенения, развиты межморенные, в основном водноледниковые отложения,

разделяющие морены двух ледниковых надвигов. В Белорусском Поозерье межморенные отложения выклиниваются, и здесь моренные образования днепровского оледенения представлены, например, в Гралево единой моренной толщей, залегающей между александрийскими и муравинскими межледниковыми осадками (Санько, Мотушко, 1982). За пределами развития сожской стадии днепровские моренные отложения имеют островное распространение, которое отмечается даже вблизи границы этой стадии, в окрестностях г. Береза Брестской области (Величкевич и др., 1993). В целом мощность днепровского горизонта подвержена сильным колебаниям. Максимальной мощности (100 и более метров) отложения достигают на Белорусской гряде, сильно уменьшаясь в направлении к северу и югу. Днепровская морена содержит многочисленные глыбовые отторженцы разновозрастных доплейстоценовых пород. В ней много “руководящих” валунов из Фенноскандии. Вещественный состав мелкопесчаной фракции как нижней, так и верхней морен существенно отличаются от состава березинской и поозерской морен, но близок между собой (Лукашев, Астапова, 1971). При деградации днепровского ледника окончательное оформление получили субширотные полосы краевых образований, отражающие секторально-зональную структуру ледникового покрова.

**Муравинский горизонт.** Неостратотип – разрез старичных отложений, вскрывающихся в обнажении “Чертов Куст” на правом берегу р. Березины близ восточной окраины д. Побережье Борисовского района (Вальчик и др., 1989). На спорово-пыльцевой диаграмме разреза, полученной И.Е. Красавиной, выделяется 9 палинокомплексов, нижний из которых отражает климатическую обстановку днепровского позднеледниковья, а остальные 8 – фазы растительности практически всего муравинского межледниковья:  $mg_1$  – сосново-березовые леса с примесью ели;  $mg_2$  – сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород,  $mg_3$  – широколиственно-хвойные (дубовые, дубово-вязовые с сосной) леса, появление орешника;  $mg_4$  – широколиственные леса из дуба, вяза, лещины с примесью липы; ольшаники;  $mg_5$  – широколиственные леса из липы и лещины с участием дуба и вяза; появление граба; ольшаники;  $mg_6$  – широколиственные грабово-липовые леса с орешником; появление ели; ольшаники;  $mg_7$  – широколиственные грабовые или грабово-еловые леса с лещиной, ольхой, примесью дуба, вяза, липы;  $mg_8$  – хвойные еловые и елово-сосновые леса.

По палеокарпологическим данным в позднеледниковых слоях установлена характерная флора лоевского типа с *Picea obovata*, *Selaginella selaginoides*, *Potamogeton alpinus*, *P. vaginatus*, *P. filiformis*, *Arctostaphylos uva-ursi*, *Myriophyllum spicatum*,

*M. verticillatum* и другими эвритермными и холодостойкими травянистыми растениями. Собственно межледниковые слои изобилуют остатками широколиственных пород (*Carpinus betulus*, *Acer campestre*, *Tilia tomentosa*, *T. platyphyllos*) и теплолюбивых трав бразниевского комплекса (*Brasenia holsatica*, *Dulichium arundinaceum*, *Trapa europaea*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Caldesia parnassifolia*, *Cladium mariscus*, *Caulinia flexilis* и др.). Муравинская флора диатомовых водорослей характеризуется отсутствием большинства вымерших плейстоценовых видов *Cyclotella* и *Stephanodiscus*, наличием показательного неоплейстоценового вида *Gomphocybella ancyli*, наличием незначительных морфологических отклонений у муравинских видов по сравнению с их современными аналогами. Для палеознтомофауны муравинского времени характерно сочетание таких видов, как *Cybister lateralimarginalis*, *Hydrous aterrimus*, *Oodes gracilis*, *Coelostoma orbiculare*, *Dascillus cervinus*, *Rhysodes sulcatus*, *Odocantha melanura*, *Gyrinus distinctus*, *Phymatopoderus latipennis*, для малакофауны – *Dreissena polymorpha*, *Valvata fluviatilis*, *Planorbium comeus*, *Fagotia acicularis*, *Lithoglyphus naticoides*, *Theodoxus fluviatilis*, для микротериофауны – водная полевка *Arvicola aff. terrestris* и сопутствующие виды *Apodemus*, *Pitymus aff. subterganeus*.

**Поозерский горизонт.** Ареальным стратотипом поозерского горизонта является первый от поверхности ледниковый комплекс отложений в Белорусском Поозерье. Поозерские ледниковые отложения на территории Беларуси образуют единую толщу, которая по своему стратиграфическому объему соответствует заключительной (оршанской) мегастанции поозерского оледенения. Эта толща состоит из моренных, конечно-моренных и водно-ледниковых пород. Граница максимального распространения ледникового покрова, установленная Л.Н. Вознячуком (1956), в настоящее время признается практически всеми специалистами. Она совпадает с южной границей физико-географического округа Белорусское Поозерье.

Моренные отложения поозерского оледенения представлены валунными супесями и суглинками преимущественно красновато-бурого цвета, конечноледниковые образования – флювиогляциальными песками и песчано-гравийным материалом с гальками и валунами, лимногляциальные – ленточными глинами, алевролитами и песками. Средняя мощность ледниковых и водноледниковых отложений по данным разных исследователей колеблется в пределах 20–30 м. В то же время специальные измерения мощности поозерских отложений по результатам изучения опорных разрезов неоплейстоцена дали несколько иные цифры. Так, судя по 29 разрезам, средняя мощность поозерских осадков в Беларуси составляет 10.8 м, в том числе

средняя мощность пород ледниковой зоны – 15,3, перигляциальной полосы – 6,3, а средняя мощность поозерской морены – всего 4,2 (Санько, 1989).

По составу породообразующих минералов мелкопесчаной фракции поозерская морена, согласно материалам К.И. Лукашева и С.Д. Астаповой (1971), близка к морене предшествующего ей (днепровского) оледенения. Минеральный спектр тяжелой фракции поозерской морены обогащен скандинавскими породами. Особенно характерно увеличение содержания биотита и пироксенов, отсутствие сидерита, небольшая роль пирита и глауконита. Общее количество минералов осадочных пород редко превышает 15%. Коэффициент влияния скандинавских пород в поозерской морене самый высокий среди плейстоценовых морен.

**Голоценовый горизонт.** К голоцену относятся отложения современных рек, озер, болот и источников, а также некоторые склоновые и эоловые образования. Сюда же следует причислить техногенные породы, играющие все более заметную роль в общем объеме горизонта. Аллювиальные отложения вместе с болотными и озерными имеют наибольшее значение в комплексе голоценовых осадков Беларуси. В частности, на них базируется стратиграфическое расчленение толщи. Суммарная мощность голоценовых аллювиальных отложений, включая русловую, пойменную и старичную фации, колеблется от 3–5 м на мелких реках до 12–15 м на таких реках, как Днепр, Припять, Неман, Березина, Сож. Мощность голоценовых озерных песков, илов и сапропелей в Беларуси обычно не превышает 15 м, болотных торфов – 10 м (Вознячук и др., 1971). Стратиграфия голоценовых отложений Беларуси основана на материалах спорово-пыльцевого, диатомового, карпологического, малакологического, энтопологического, остракодологического, радиоуглеродного и других методов. Согласно им в голоценовой толще реально выделяются все подразделения схемы Блитта–Сернандера. Характерно, что голоценовая биота представлена почти исключительно современными видами. В связи с этим расчленение толщи опирается на климато-стратиграфические принципы.

Предлагаемая стратиграфическая схема, основанная на обширном, преимущественно новом фактическом материале, призвана не только дать более точное и полное представление об этапности развития природы в одной из классических областей четвертичных оледенений, но и направлена на совершенствование геолого-съёмочных и геологопоисковых работ в плейстоцене Беларуси. Здесь на удивление живучими оказались некоторые стратиграфические воззрения прежних лет (уменьшенный объем плейстоцена, наличие

продолжительного и нерасчленённого предледникового брестского горизонта и давно развенчанного шкловского межледниковья и др.), которые не отвечают реалиям сегодняшнего дня и требуют незамедлительного пересмотра. В новой схеме по возможности учтены последние достижения специалистов по стратиграфии плейстоцена соседних стран, в первую очередь России, Литвы, Польши, ряд опорных разрезов на территории которых изучался белорусскими палеонтологами и биостратиграфами. Расхождения между предлагаемой схемой и новейшими схемами по соседним регионам древнеледниковой области Восточно-Европейской платформы сравнительно невелики и со временем могут быть сняты в результате совместных исследований. Сложнее обстоит дело с корреляцией основных стратиграфических горизонтов ледниковых и перигляциальных областей, а также с корреляцией плейстоцена Восточной и Западной Европы. Как раз в этом отношении территории Беларуси в силу ее выгодного географического положения и исключительно полного разреза плейстоценовых образований принадлежит важная роль в создании единой общеевропейской стратиграфической шкалы плейстоцена.

Исследования, приведенные в статье, частично выполнены по грантам MWL 000 и MWK 300 Международного научного фонда.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Біленко Д.К.* Наслідки робіт геологічної експедиції на Верхній і Середній Дніпро у 1935 році // Вісті Ак. наук. УСРР. 1936. № 7–8. С. 86–94.
- Бирюков И.П., Агаджанян А.К., Валуева М.Н. и др.* Четвертичные отложения Рославльского стратотипического района // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т геогр. РАН, 1992. С. 152–180.
- Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Величко А.А. и др.* Стратиграфическая схема четвертичных отложений Центральных районов Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т геогр. РАН, 1992. С. 8–36.
- Боброва Л.А., Кузнецов В.А., Шиманович С.Л.* Материалы к геохимической характеристике древнейших озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений Белорусского Понеманья // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 243–254.
- Вознячук Л.М., Махнач Н.А., Зусь М.Я., Кандрацэне О.П.* Новыя звесткі аб ніжнім плейстаэне Беларускага Панямоння і месца карчоускай міжледавіковай тоўшчы сярод ніжнеплейстаэнавых адкладаў Еўропы // Даследаванні антрапагену Беларусі. Минск: Навука і тэхніка, 1978. С. 63–81.
- Вальчик М.А., Феденя В.М., Красавина И.Е.* Опорный разрез муравинско-нижневалдайской аллювиальной толщи в долине р. Березины // Докл. АН СССР. 1989. Т. 33. № 7. С. 649–665.

- Величкевич Ф.Ю.* Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.
- Величкевич Ф.Ю., Рылова Т.Б.* О новой находке раннеплейстоценовой флоры на юго-востоке Белоруссии // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 11. С. 1014–1017.
- Величкевич Ф.Ю., Назаров В.И., Рылова Т.Б. и др.* Современные представления о стратиграфии плейстоцена Беларуси // Бюлл. региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Центру и Югу Русской платформы. М., 1992. Вып. 1. С. 149–153.
- Величкевич Ф.Ю., Рылова Т.Б., Санько А.Ф., Феденя В.М.* Березовский страторайон плейстоцена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1993. 148 с.
- Вознячук Л.Н.* О положении границы последнего оледенения в Белоруссии // Учен. зап. Белорус. гос. ун-та. Сер. геол. 1956. Вып. 28. С. 170–196.
- Вознячук Л.Н.* Отложения последнего межледникового на территории Белоруссии // Материалы по антропогену Белоруссии. Минск: Изд. АН БССР, 1961. С. 159–217.
- Вознячук Л.Н.* Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений // Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 137–151.
- Вознячук Л.Н.* Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 8–55.
- Вознячук Л.Н., Пузанов Л.Т.* Краткая характеристика основных стратиграфических горизонтов четвертичных отложений Белоруссии по новым данным // Материалы 4-ой конф. геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1966. С. 190–198.
- Вознячук Л.Н., Грипинский Н.М., Пузанов Л.Т.* Стратиграфия. Четвертичная система // Геология СССР. Т. 3. Белорусская ССР. М.: Недра, 1971. С. 231–290.
- Вознячук Л.Н., Пузанов Л.Т.* История геологического развития. Четвертичный период // Геология СССР. Т. 3. Белорусская ССР. М.: Недра, 1971. С. 416–430.
- Вознячук Л.Н., Махнач Н.А., Мотузко А.Н. и др.* Нижнеплейстоценовые отложения д. Корчево на Новогрудской возвышенности в Белоруссии и их стратиграфическое и палеогеографическое значение // Докл. АН БССР. 1977. Т. 21. № 11. С. 1025–1028.
- Горецкий Г.И.* Аллювиальная летопись великого Приднестра. М.: Наука, 1970. 491 с.
- Горецкий Г.И.* Типы антропогенных переуглублений (на примере некоторых районов Неманского бассейна) // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973. С. 95–127.
- Горецкий Г.И.* Особенности палеопотамологии ледниковых областей. Минск: Наука и техника, 1980. 288 с.
- Гурский Б.Н.* Провинциальные различия минералогического состава моренных отложений днепровского горизонта // Докл. АН БССР. 1971. Т. 15. № 11. С. 1024–1027.
- Гурский Б.Н., Махнач Н.А., Левков Э.А. и др.* Стратиграфическая схема антропогенных отложений Белоруссии // Пробл. изуч. земной коры Белоруссии и сопредел. территорий. Докл. Белорус. геологов на 27 сес. Междунар. геол. конгресса. Москва, 4–14 авг., 1984. Минск, 1986. С. 30–37.
- Зинова Р.А., Рылова Т.Б., Дромашко С.Г. и др.* Плиоцен Речицкого Преднепровья Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1987. 175 с.
- Зусь М.Е.* Новогрудская возвышенность. Геологическое строение, гляциотектоника, рельеф, этапы формирования. Минск: Наука и техника, 1991. 126 с.
- Комаровский М.Е., Якубовская Т.В.* О корчевских межледниковых отложениях Минской возвышенности // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 3. С. 256–259.
- Кондратене О.П., Санько А.Ф.* Условия залегания и палинологическая характеристика межледниковых отложений в овраге Нижнинский Ров // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 101–124.
- Кондратене О.П., Хурсевич Г.К., Логинова Л.П.* Биостратиграфическое обоснование возраста озерной толщи разреза Жидины // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 86–101.
- Кригер Н.И.* О стратиграфии нижнего плейстоцена ледниковых районов Русской равнины // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Наука, 1967. С. 8–16.
- Лепікаш І.А.* Геологічна карта четвертинних покладів УРСР в масштабі 1 : 1 000 000 // Тези періоді конференції молодих учених України, геол.-геогр. секц., Київ, 1936. С. 3–7.
- Лукашев К.И., Астапова С.Д.* Геохимические особенности моренного литогенеза. Минск: Наука и техника, 1971. 196 с.
- Матвеев А.В.* История формирования рельефа Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1990. 143 с.
- Махнач Н.А.* Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск: Наука и техника, 1971. 212 с.
- Махнач Н.А.* Палинологическая характеристика древнейших антропогенных отложений Белоруссии // Погранич. горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 215–234.
- Махнач Н.А., Левков Э.А., Гурский Б.Н. и др.* Схема стратиграфического расчленения четвертичных (антропогенных) отложений Белоруссии // Докл. АН БССР. 1970. Т. 14. № 1. С. 45–47.
- Махнач Н.А., Хурсевич Г.К., Логинова Л.П., Богомолова Л.Н.* Новые палеоботанические исследования древнеозерных плейстоценовых отложений разреза Красная Дуброва // Неогеновые отложения Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1982. С. 37–53.
- Махнач Н.А., Рылова Т.Б.* Стратиграфическое расчленение древнеозерных плейстоценовых отложений Речицкого Приднепровья // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1986. С. 56–75.
- Мотузко А.Н.* Грызуны антропогена Белоруссии и сопредельных территорий // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 173–188.
- Назаров В.И.* Изучение насекомых плейстоцена Белоруссии // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 168–199.
- Назаров В.И.* О первых находках раннеплейстоценовых насекомых на территории Новогрудской возвышенности // Докл. АН БССР. 1990. Т. 34. № 1. С. 75–78.

Неотектоника и полезные ископаемые Белорусского Полесья. Минск: Наука и техника, 1984. 134 с.

*Никифорова К.В.* Объем эоплейстоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 11. С. 79–92.

*Рылова Т.Б.* Палинологическая характеристика неогеновых отложений Белорусского Понеманья. Минск: Наука и техника, 1980. 216 с.

*Санько А.Ф.* Асаблівасці будовы і размеркаванне магнутнасці валдайскіх адкладаў на Беларусі // Геалагічныя і палеанталагічныя даследаванні кайназою Беларусі. Мінск: Навука і тэхніка, 1989. С. 59–64.

*Санько А.Ф., Астапова С.Д., Рылова Т.Б. и др.* К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Копыльской гряды // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1989. С. 53–66.

*Санько А.Ф., Мотузко А.Н.* Геология, флора и фауна разреза Гралево близ Витебска // Докл. АН БССР. 1982. Т. 25. № 6. С. 540–543.

*Хурсевич Г.К., Логинова Л.П.* Возраст и палеогеографические условия формирования древнеозерных отложений Речицкого Приднепровья (по данным изучения диатомей) // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1986. С. 76–142.

*Цапенко М.М., Махнач Н.А.* Антропогенные отложения Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1959. 225 с.

*Цапенко М.М., Махнач Н.А.* К стратиграфии антропогеновой толщи в долине Березины // Палеонтология и стратиграфия БССР. Минск: Наука и техника, 1966. Сб. 5. С. 298–327.

*Якубовская Т.В.* Палеогеография лихвинского межледниковья Гродненского Понеманья. Минск: Наука и техника, 1976. 298 с.

*Якубовская Т.В.* Очерк неогена и раннего антропогена Понеманья. Минск: Наука и техника, 1984. 160 с.

*Якубовская Т.В.* Новый вид *Desodon* из раннечетвертичной флоры на юге Белоруссии // Докл. АН БССР. 1989. Т. 33. № 11. С. 1028–1031.

*Якубовская Т.В., Хурсевич Г.К., Рылова Т.Б.* Новые данные о стратотипе беловежского межледниковья // Докл. АН БССР. 1991. Т. 35. № 3. С. 262–265.

*Якубовская Т.В., Рылова Т.Б.* Позднекайнозойские флоры района проявления неогенового карста в окрестностях Березы // Флора и фауна кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1992. С. 76–94.

*Якубовская Т.В., Назаров В.И.* Стратиграфическая схема отложений эоплейстоцена Беларуси // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37. № 4. С. 100–104.

*Janczyk-Kopikowa Z.* Flora interglacjalna Mazowieckiego w Ferdynandowie // Z. badan czwartorzędu w Polsce. 1975. Т. 17. S. 5–70.

*Mojski J.E.* Geology of Poland. Vol. 1: Stratigraphy. Pt. 3b: Cenozoic, Quaternary. Transl. from Pol. Warszawa: Publ. House Wyd. Geol. 1985. 248 p.

*Mojski J.E.* Europa w plejstocenie. Ewolucja srodowiska przyrodniczego. Warszawa, 1993. 333 s.

*Velichkevich F.Ju.* Pliocene relicts in the Pleistocene floras of Byelorussia // Proceedings of the Symposium "Paleofloristic and paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary". 1989. Prague, 1990. P. 281–283.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 551.585(53)

## ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВЫЕ ОБСТАНОВКИ С ЖАРКИМ ГУМИДНЫМ КЛИМАТОМ НА СЕВЕРЕ АРАВИЙСКОЙ ПЛИТЫ

© 1996 г. Ю. Г. Цеховский

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

Поступила в редакцию 14.09.94 г.

В ранней–средней юре и раннем мелу на севере Аравийской плиты (ранее традиционно относившейся к области с жарким аридным или переменнo-влажным палеоклиматом) в этапы крупных регрессий возникали оазисы с жарким гумидным палеоклиматом, что подтверждается литологическими и палинологическими индикаторами. Данные участки жаркой гумидной суши, судя по палинспастическим реконструкциям, были приурочены к древним приэкваториальным районам Земли. Поэтому их появление указывает на начало зарождения здесь древнего экваториального пояса, окончательно сформировавшегося в позднем мелу из отдельных гумидных оазисов, возникших на северо-восточной периферии африкано-аравийской суши еще в юрско-раннемеловое время.

**Ключевые слова.** Сирия, юра, нижний мел, жаркий гумидный палеоклимат.

При палеоклиматических реконструкциях для поздней юры и раннего мела считается, что на севере Африкано-Аравийской платформы господствовали жаркие аридные или семиаридные обстановки (Вахрамеев, 1990; Ронов, Балуховский, 1981; Ушаков, Ясаманов, 1984). Для ранней–средней юры – времени глобальной гумидизации климата отмечается наличие влажного или переменнo-влажнoго тропического климата на аравийской суши (Ушаков, Ясаманов, 1984) или, по крайней мере, в ее северной части (Вахрамеев, 1990). Некоторые авторы (Partish et al., 1982) полагают, что гумидные ландшафты существовали на аравийской суши не только в начале, но и в конце юры.

Наши исследования 1989–1991 гг. на территории Сирии, а также публикации геологов по сопредельным территориям Израиля, Ливана, Ирака свидетельствуют о формировании на северо-западе аравийской суши в отдельные отрезки времени юры и раннего мела парагенезов пород, указывающих на существование здесь обширных площадей с влажным жарким (экваториально-тропическим) климатом, что подтверждается данными палинологии.

В течение раннего–среднего мезозоя на северной периферийной части Аравийской плиты (исключая районы древней суши, прилегающие к Аравийско-Нубийскому щиту) были развиты мелководные моря южного обрамления Мезотетиса, где накапливались преимущественно карбонатные, реже сульфатные, иногда соленосные отложения. Эта картина нарушалась в этапы

крупных регрессий, когда площадь суши значительно разрасталась и господствующими здесь становились терригенные отложения (континентальные и прибрежно-морские). В строении разрезов юрских и нижнемеловых отложений Сирии (рис. 1) на территории Пальмирид (I), Антиливана (II), Прибрежных Хребтов (III) и Курд-Дага (IV) выявлены и прослежены два крупных регрессивных этапа. Первый – раннеюрский (добатский) и второй – раннемеловой, продолжавшийся с неокома по ранний альб включительно.



Рис. 1. Схема расположения изученных площадей на территории Сирии. 1 – районы работ: I – Пальмириды, II – Антиливан, III – Прибрежные хребты, IV – Курд-Даг; 2 – местоположение разрезов нижнемеловых гумидных отложений, приведенных на рис. 2.

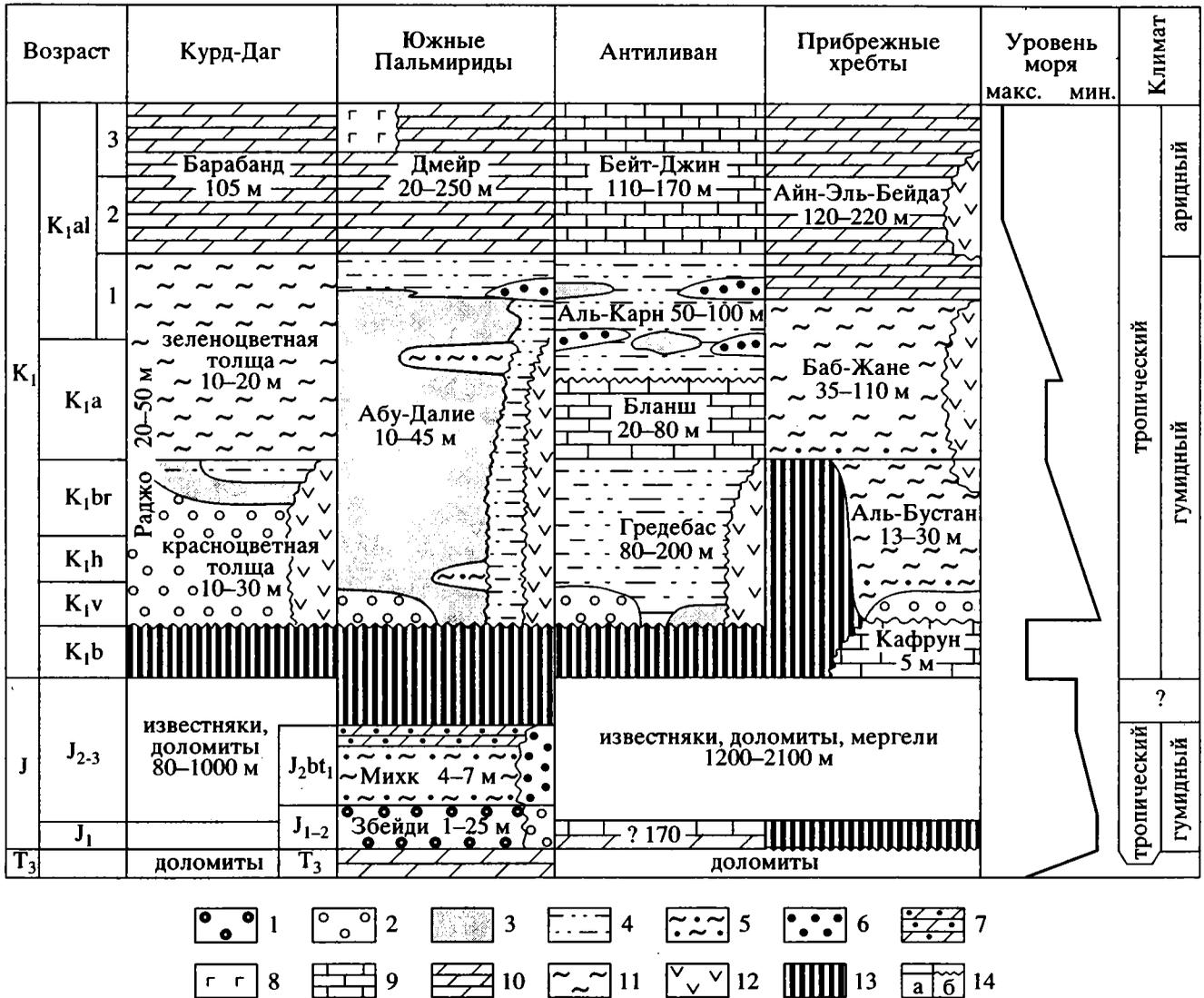


Рис. 2. Схема строения и корреляции отложений ранне-среднеюрского и раннемелового регрессивных этапов на территории Сирии.

**Континентальные отложения:** 1 – обломочные бокситы, аллиты, каолиновые глины с включением обломочных железных руд (карстовые), 2 – обломочные железные руды с прослоями и линзами каолиновых глин (карстовые, прибрежно-равнинные), 3 – кварцевые песчаники, алевролиты, каолиновые глины (отложения приморских равнин). **Прибрежно-морские отложения:** 4 – кварцевые песчаники, алевролиты, глины (каолиновые, местами смектитовые), нередко известковистые с прослоями мергелей и известняков; 5 – глины карбонатные (нередко доломитовые и песчаные) иллитовые, местами смектитовые, часто чередующиеся с прослоями доломитовых мергелей, иногда содержащие линзы оолитовых железных руд; 6 – оолитовые железные руды, 7 – известняки и доломитовые известняки, нередко песчаные, с включением доломитов, 8 – гипсы, ангидриты, глины с гипсом. **Относительно удаленные от побережья морские отложения:** 9 – известняки с прослоями мергелей и глин, 10 – доломиты, доломитовые известняки с включением известняков, с прослоями мергелей и глин, 11 – доломитовые мергели и доломитовые глины (ферриллилитовые, смектитовые) с включением доломитов и известняков. **Вулканогенно-осадочные породы:** 12 – базальты или их туфы, 13 – перерывы в осадконакоплении; 14 – границы: а – постепенные, б – резкие (разрыв).

Стратиграфия и корреляция толщ и свит регрессивных этапов юры и раннего мела Сирии, приведенная на рис. 2, несколько отличается от схемы предшественников (Геология..., 1969). Эти изменения внесены нами на основании новых данных, полученных сирийскими геологами в про-

цессе съемочных работ масштаба 1 : 50 000 на территории Прибрежных Хребтов (Adjamian, Al-Bakka, 1984; Adjamian, Jamal, 1983; Yousef, 1979 и др.), а также, главным образом, по материалам комплексных литолого-фациальных и стратиграфических исследований Советско-Сирийской

экспедиции 1989–1991 гг., результаты работ которой пока опубликованы лишь частично (Котова, 1990; Цеховский и др., 1993; Цеховский и др., 1994а, б).

### РАННЕ-СРЕДНЕЮРСКИЙ РЕГРЕССИВНЫЙ ЭТАП

На севере Аравийской плиты мезозойская эра началась с накопления триасовых морских преимущественно карбонатных формаций с широким развитием соленосно-гипсоносно-доломитовых пород (Бебешев и др., 1990; Hirsch, 1984 и др.), характерных для аридного климата. В самом конце триаса–ранней и начале средней юры на территории Сирии происходит регрессия моря, которая сопровождалась перерывами в осадконакоплении.

На древней суше континентальные отложения свиты Збейди этого возраста установлены (рис. 2) и охарактеризованы (Цеховский и др., 1993) только на юге Пальмирид. Они достигают мощности до 25 м, заполняют здесь карстовые воронки, сформированные в карбонатных породах триаса, и представлены преимущественно делювиально-пролювиальными красноцветными продуктами перемыва латеритных кор выветривания (каолиновыми глинами, бёмитовыми бокситами и аллитами, обломочными гётит-гематитовыми железными рудами). В этих отложениях установлено присутствие ферраллитных (железисто-каолиновых) ископаемых почв.

Вышележащий трансгрессивный ритм, сложенный карбонатными породами, начинается в Южных Пальмиридах с нижнебатских глинисто-карбонатных прибрежно-морских отложений свиты Михк (мощность до 7 м), содержащих скопления оолитовых гётит-гематитовых железных руд и каолиновых глин.

Отмеченные выше парагенезы ниже-среднеюрских осадочных пород являются индикаторами жаркого гумидного палеоклимата (Страхов, 1960; Синицын, 1976) на древней суше, где господствовали процессы латеритного выветривания. Необходимо отметить, что среди характеризуемых ранне-среднеюрских и подобных им описываемых ниже неокон-нижеальбских осадочных парагенезов (см. рис. 2) находятся необычные для гумидных обстановок тела пластовых морских феррииллит-доломитовых пород и континентальных алунитов, причины формирования которых будут изложены позже.

В других регионах Сирии отложения характеризуемого регрессивного этапа достоверно не установлены. Предположительно к нижней юре в Антиливане и Центральных Пальмиридах отно-

сят морские толщи известняков, доломитовых известняков и доломитов, залегающие в основании средне-верхнеюрских отложений и лишенные руководящих палеонтологических остатков (Геология..., 1969).

За пределами Сирии условия влажного тропического палеоклимата существовали в ранней юре на древней суше, расположенной на территории современного Израиля. Характеризуемый регрессивный этап проявился здесь (Hirsch, 1984, 1990) главным образом в геттангско-синемюрское время, но местами (на югов страны в районах Неgev, Ейлат и др.) он охватывал и верхи триаса (норийский ярус). На это время приходится перерыв осадконакопления, а также латеризация подстилающих пород и местами формирование в неровностях карстового рельефа продуктов перемыва латеритных кор выветривания, выделяемых в составе формации Мисхор. Она слагается типично гумидными континентальными отложениями (бёмитовыми бокситами, железными рудами, каолиновыми глинами), содержит горизонты ископаемых почв, напоминающие латеритные, что наиболее полно описано в районе Макхтеш Рамона (Goldbery, 1979, 1982).

Появление в ряде разрезов Израиля горизонтов доломитово-гипсовых пород среди фоновых известковистых отложений плинсбаха и аалена свидетельствует, что здесь располагалась в данное время область перехода к более сухим ландшафтам с семиаридным или аридным климатом, господствовавшим в то время на африкано-аравийской суше (Вахрамеев, 1990; Ушаков, Ясама-нов, 1984).

Вышеприведенные данные о процессах латеритного выветривания и формирования бокситоносных, угленосных, железорудных толщ на территории Израиля, Сирии служат основанием для выделения здесь участка суши с тропическим гумидным климатом, представлявшего собою оазис на фоне более засушливых ландшафтов примыкающих районов Африки и Аравии. Данный оазис включал в себя и западную часть территории Ирака, где в характеризуемое время формировались железные руды (Petranek, Jassim, 1980). Считается, что источником рудного вещества для них являлись латеритные коры выветривания на прилегающей гумидной суше, а наиболее благоприятные обстановки для рудообразования возникали при смене регрессивных обстановок трансгрессивными.

Со второй половины бата и до конца юры (или местами, возможно, до конца берриаса) в результате трансгрессии в окраинных морях на территории Сирии и Израиля накапливаются в основном толщи известняков местами с включе-

ниями пачек и мергелей и глин (Геология..., 1969; Hirsch, 1984, 1990), лишенные индикаторов аридного климата – седиментационных солей, гипсов и доломитов. Поэтому можно предположить существование здесь в то время гумидного климата, исключая самые северные районы, где он, возможно, становился засушливым. Однако этот вывод о палеоклиматах средней–поздней юры нуждается в проверке и более полном обосновании.

### РАННЕМЕЛОВОЙ РЕГРЕССИВНЫЙ ЭТАП

В начале мела (с валанжина по ранний альб включительно) после средне–позднеюрской трансгрессии на территории Сирии отчетливо проявился второй крупный регрессивный этап (рис. 2). Терригенные континентальные отложения (с включением карбонатно–терригенных прибрежно–морских) накапливалось в то время преимущественно на юго–востоке и севере страны. Они слагают свиты Абу–Далие в Пальмиридах и Раджо в Курд–Даге. В более западных районах Сирии преобладающее развитие получают прибрежно–морские и морские толщи. На юго–западе страны в Антиливане (рис. 3) это преимущественно прибрежно–морские известковисто–терригенные отложения свиты Гредebas и Аль–Карн (местами с линзами терригенных континентальных пород); здесь же установлены и морские карбонатные отложения свиты Бланш. На северо–западе страны в Прибрежных Хребтах почти повсеместно развиты морские глинисто–карбонатные или карбонатные толщи в составе свит Баб–Жане и Аль–Бустан, исключая южную часть региона, где в базальных слоях последней местами присутствуют линзы и пачки прибрежно–морских и континентальных карбонатно–терригенных пород.

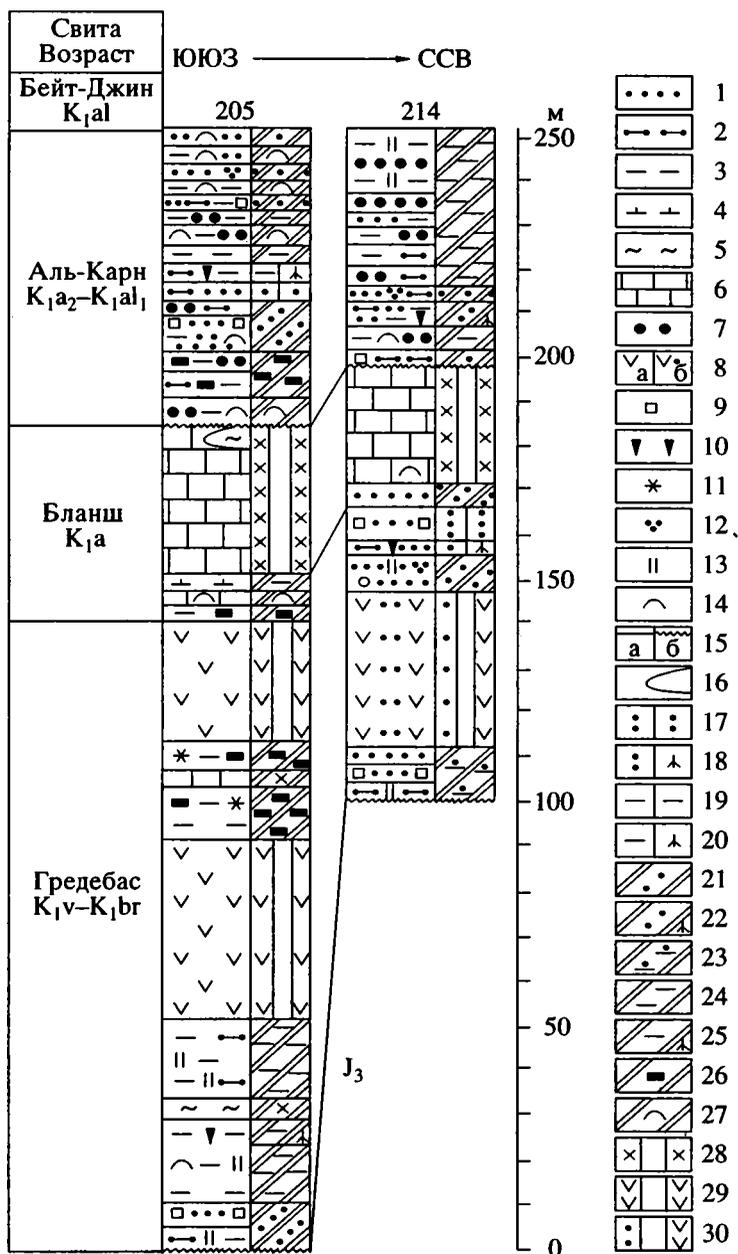
В Антиливане характеризуемый регрессивный этап развития территории осложнился местной трансгрессией и накоплением карбонатных пород свиты Бланш. Эта трансгрессия не нашла яркого отражения в разрезах нижнего мела других регионов Сирии, но она отмечается геологами на территории Ливана и Израиля.

Следует подчеркнуть, что характеризуемые континентальные и прибрежно–морские терригенные отложения повсеместно сложены продуктами перемыва железисто–каолиновых гумидных кор выветривания. Они представлены кварцевыми песками или песчаниками с железисто–каолиновым цементом, каолиновыми глинами, обломочными галечно–гравийными железными рудами гётит–гематитового состава. Максимальные мощности руд (до 30 м) установлены в свите Раджо, слагающей карстовые воронки Курд–Дага.

Среди прибрежно–морских отложений обычно отмечаются линзы и пласты оолитовых железных руд сидерит–гётит–лептохлоритового состава. Наиболее часто они встречаются в свите Аль–Карн Антиливана (рис. 3), где в отдельных разрезах достигают мощности 6.5 м. Скопления данных руд образуют здесь горизонты мощностью до 12–25 м, в которых руды чередуются с безрудными терригенными породами. В более древних отложениях свиты Гредebas Антиливана оолитовые железные руды сменяются песчаниками или алевролитами с железистым цементом, а также обломочными континентальными железными рудами. Последние встречены в базальных слоях нижнего мела одного из разрезов у пос. Северный Блудан.

Характерной чертой строения нижнемеловых континентальных отложений Сирии является также присутствие горизонтов ферраллитных ископаемых почв, местами увенчанных железистыми кирасами.

Анализ вышеприведенных данных о составе нижнемеловых терригенных отложений Сирии позволяет считать, что они формировались на жаркой гумидной суше, где господствовали процессы ферраллитного выветривания. Этот вывод о характере древнего климата подтверждается палинологическими исследованиями И.З. Котовой (1990). Ею были выделены и изучены 6 палинологических комплексов из разреза нижнемеловых отложений Вади–Аль–Карн и Идидат–Джобас Антиливана, приуроченных к трем свитам характеризуемого регрессивного этапа: верхней части Гредebas (палинологические комплексы I, II), Бланш (III), Аль–Карн (IV, V), датируемым с дополнительным привлечением данных по макро– и микрофауне от неокома до раннего альба включительно. Основная часть палинокомплексов (I–V) характеризуется постоянным заметным участием в составе спектров спор папоротниковых и низким содержанием пыльцы *Classopollis*, что свидетельствует о гумидном тропическом климате в характеризуемое время. В самой кровле свиты Аль–Карн и вышележащей свите Бейт–Джин, отражающей трансгрессивный этап развития, в палинокомплексе № VI отмечается резкое уменьшение содержания спор папоротников при доминировании пыльцы *Classopollis*, что указывает на аридизацию климата. Этот вывод подтверждается широким (рис. 2) накоплением в средне–позднеальбское время на территории Сирии (в разрезах Прибрежных Хребтов, Пальмирид и Курд–Дага) морских доломитов, местами содержащих пластовые тела гипса.



**Рис. 3.** Литологические и фациальные колонки неоком-нижеальбских отложений, накопившихся в Антиливане при жарком гумидном палеоклимате (205 – Вади-Аль-Карн, 214 – Северный блудан). *Породы (1–8):* 1 – песчаники, 2 – алевролиты, 3 – глины, 4 – глины известковистые, 5 – мергели, 6 – известняки, 7 – оолитовые железные руды, 8 – вулканогенные породы (а – базальтовые лавы, б – туфопесчаники и туфоаргиллиты). *Аутигенные и вторичные минералы в форме стяжений, конкреций, пятен, цемента в песчаниках или алевролитах (9–12):* 9 – гетит, 10 – почвенные пятна и стяжения гетита и гематита, 11 – гипс, 12 – глауконит; 13 – красноцветная окраска пород; 14 – скопления макрофауны; 15 – границы: а – постепенные, б – резкие (размыты); 16 – маломощные линзы или прослойки пород (внемасштабные). *Фации (17–29). Континентальные (17–20):* 17 – алевроитово-песчаных осадков руслового аллювия, 18 – алевроитово-песчаных осадков руслового аллювия, преобразованных древними почвами, 19 – глинистых и алевроитово-глинистых осадков пойменного аллювия, преобразованных древними почвами, 20 – глинистых и алевроитово-глинистых осадков пойменного аллювия, преобразованных древними почвами. *Прибрежно-морские (21–27):* 21 – песчано-алевритовых, местами железистых или глинистых осадков подвижного прибрежного мелководья, 22 – песчано-алевритовых, местами глинистых осадков подвижного прибрежного мелководья, преобразованных древними почвами, 23 – песчано-глинистых осадков подводных дельт, 24 – глинистых местами железистых осадков застойных участков прибрежного мелководья; 25 – глинистых осадков застойных участков прибрежного мелководья, преобразованных древними почвами; 26 – углисто-глинистых, местами железистых осадков болотистых участков прибрежного мелководья, 27 – органогенно-глинисто-известковистых, местами железистых осадков органогенных построек или продуктов их ближнего перемыва в зоне прибрежного мелководья. *Открыто-морские:* 28 – известковистых осадков, удаленных от побережья участков моря со спокойной гидродинамикой. *Вулканогенные и вулканогенно-осадочные (29, 30):* 29 – базальтовых лавовых и туфолавовых отложений, 30 – туфопесчаных и туфоглинистых осадков.

Близкие по составу комплексы терригенных отложений характеризуемого раннемелового регрессивного этапа накапливались в сопредельных с Сирией странах на северо-западе Аравийского полуострова (Hirsch, 1984, 1990). В Израиле это песчано-глинистые и песчаные отложения морской формации Хелец берриаса-апта и континентальной – Хатира берриаса-раннего альба. Они слагаются существенно зрелыми по составу продуктами перемыва латеритных или каолиновых кор выветривания (кварцевыми песками, каолиновыми глинами), образуя важную составную часть “нубийских” песчаников.

На территории Ливана (Petranek, Jassim, 1980) обнаружены реликты этого раннемелового элювия, представленного железистыми латеритными корами выветривания, развитыми на верхнеюрских базальтах, а также продуктами их перемыва. Последние слагаются обломочными железными рудами, залегающими в карстовых воронках, выработанных среди юрских карбонатных пород. Здесь же известны морские оолитовые железные руды (на территории Палестины в основании нубийских песчаников апт-альбского возраста, с размывом залегающих на известняках юры). Эти руды установлены также в основании нижнего мела на юге Турции (Petranek, Jassim, 1980). Здесь на ряде островов в окраинной части морского бассейна океана Тетис, на периферии Аравийской плиты, помимо упомянутых выше железных руд формировались аптские карстовые бокситы в районе массива Мендерас (История..., 1987), причем бокситообразование продолжалось здесь в пределах Тавро-Загридского автохтона и позже – в альб-сеноманское время (Hirsch, 1984).

Во внутренних районах Аравийской плиты крайние пункты формирования апт-альбских латеритных кор выветривания отмечены (Bardossy, Allva, 1990) в районе Аз-Забирах на северо-востоке Саудовской Аравии.

Таким образом, изложенные фактические данные по осадкообразованию в характеризующие регрессивные этапы ранней-средней юры и раннего мела на северо-западе Аравийской плиты свидетельствуют о широком развитии здесь континентальных жарких гумидных ландшафтов. Влажный тропический палеоклимат способствовал формированию каолиновых и латеритных кор выветривания и продуктов их перемыва, кварцевых песков, железных руд, бокситов; в заболочиваемых участках суши на территории Израиля местами возникали углистые или угленосные толщи. В конце ранней и средней юре на территории Израиля фиксируются также и отдельные эпизоды аридизации климата, что отра-

жалось в накоплении доломитовых или доломитово-гипсовых отложений.

Ранее отмечалось присутствие среди типично гумидных отложений характеризующих регрессивных этапов юры и мела на территории Сирии необычных для данных обстановок парагенезов пород. В континентальных отложениях Пальмирид это выделения алуниита, образующие мелкие пятна, линзы в песчаниках, а также цемент в обломочных породах. В разрезах у хребта Мазар на севере Пальмирид мощность нижнемеловых песчаников с мономинеральным алуниитовым цементом в свите Абу-Далие достигает 40 м. Одновременно в прибрежно-морских и морских отложениях юрских и меловых свит Михк, Абу-Далие, Аль-Бустан, Баб-Жане и зеленоцветной толще свиты Раджо появляются седиментационные пачки феррииллит-доломитовых пород мощностью от первых метров до нескольких десятков метров. Специальное изучение отложений (Цеховский, Муравьев и др., 1994) показало, что их возникновение, вероятно, связано с гидротермальной деятельностью. На древней суше последняя способствовала выделению алуниита в форме пятен и линз в породах и алуниитизации коалинита в цементе песчаников и алевролитов. Одновременно в местах разгрузки юрско-меловых подводных гидротерм менялся химизм морских вод и происходило осаждение здесь феррииллит-доломитовых пород в гумидных ландшафтах. Последние резко выделяются своим составом на фоне обычных отложений того времени (кварцевых песчаников, алевролитов, каолиновых глин, мергелей, известняков).

С учетом палинспастических реконструкций (Smith et al. 1981; Funnel, 1988) можно считать, что характеризующие площади находились в приэкваториальных районах Гондваны.

Практически все исследователи указывают на существование в древних низких широтах Земли по крайней мере с позднего мела экваториального гумидного климатического пояса, который сменялся в более высоких широтах северным или южным тропическими поясами. Отдельные авторы переносят эту картину с некоторыми изменениями контуров поясов на более древние эпохи мезозоя, для примера показывая их развитие на палеоклиматических схемах поздней юры, неокма и альба (Ронов, Балуховский, 1981) или позднего триаса и поздней юры (Ушаков, Ясама-нов, 1984).

Другие геологи обоснованно считают, что палеоклиматы низких широт на раскалывающейся гондванской суше в первой половине мезозоя резко отличались от современных отсутствием постоянно существующего гумидного экваториального

пояса и наличием единой зоны жаркого аридного климата, включавшей северный и южный тропические экваториальные пояса, временами с отдельными гумидными оазисами. Примеры подобных климатических обстановок приводятся для поздней юры и раннего мела (Вахрамеев, 1990), апта и альба (Чумаков и др., 1996). Некоторые авторы считают (Parrish et al., 1982), что древние мезозойские влажные климатические пояса, в отличие от современных, нередко оконтуривали приморские ландшафты на северо-восточной периферии африканско-аравийской суши и имели в низких палеоширотах субмеридиональное направление (например, в раннем триасе и ранней юре). Гумидный широтный экваториальный пояс на территории Гондваны проявлялся лишь в отдельные эпохи глобального увлажнения климата первой половины мезозоя, например, в средней юре (Вахрамеев, 1990) или поздней юре (Parrish et al., 1982).

В последних публикациях (Чумаков и др., 1995) показано, что рождение в низких палеоширотах гумидного экваториального пояса происходило в начале позднего мела на месте жарких аридных ландшафтов первой половины мела, в конце которого появляются локальные изолированные участки с гумидным климатом. Результаты исследований, изложенные в настоящей статье, свидетельствуют, что участки жарких гумидных ландшафтов (оазисы) ярко фиксировались осадками в приморских участках на северо-восточной окраине африкано-аравийской суши еще раньше, в начале юры и мела, совпадая здесь по времени с эпохами крупных регрессий. Позже, в альбе, площадь данных оазисов на суше разрастается, они постепенно проникают внутрь Гондванского материка, образуя в позднем мелу вышеупомянутый гумидный экваториальный пояс (Цеховский и др., 1995).

В заключение отметим, что наличие в начале юры и мела на древней аравийской суше обширных площадей жарких влажных пенеппенизированных ландшафтов позволяет считать их перспективными на поиски месторождений полезных ископаемых, связанных с латеритным или каолиновым элювием и продуктами его перемыва (континентальных и прибрежно-морских железных руд, стекольных песков, огнеупорных тугоплавких глин, бокситов и др.).

Работа выполнена при финансовой поддержке Государственной научно-технической программы России, проект 1/4.5.2 "Глобальные изменения природной среды и климат".

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бебешев И.И., Джалилов Ю.М., Юдин Г.Т. и др.* История развития северной части Аравийской платформы в триасе (на примере Сирии) // Литология и полезн. ископаемые. № 5. 1990. С. 66–79.
- Вахрамеев В.А.* Избранные труды. Палеофлористика, фитогеография и климаты мезозоя. М.: Наука, 1990. 289 с.
- Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. Л.: Недра, 1969. 214 с.
- История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии, 1987. 151 с.
- Котова И.З.* Палинокомплексы нижнего мела Сирии // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: Наука, 1990. С. 85–101.
- Ронов А.Б., Балуховский А.Н.* Климатическая зональность материков и общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое // Литология и полезн. ископаемые. № 5. 1984. С. 118–135.
- Синицын В.М.* Климат латерит-бокситов. Л.: Недра, 1976. 150 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. В 3-х томах. М.: Изд-во АН СССР, 1960–1962. Т. 1. 206 с.; Т. 2. 1961. 547 с.; Т. 3. 1962. 550 с.
- Ушаков С.А., Ясаманов Н.А.* Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 202 с.
- Цеховский Ю.Г., Богатырев Б.А., Джаббур Р.* Триасюрские бокситы Сирии // Литология и полезн. ископаемые. 1993. № 4. С. 34–50.
- Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Джаббур Р.* Гидротермально-осадочный литогенез на Аравийской плите (в юрско-меловых континентальных ландшафтах). Статья 1 // Изв. Вузов. Геол. и разведка. 1994а. № 2. С. 33–40.
- Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Джаббур Р.* Гидротермально-осадочный литогенез на Аравийской плите (в юрско-меловых морских ландшафтах). Статья 2 // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1994б. № 3. С. 50–59.
- Цеховский Ю.Г., Щипакина И.Г., Храпцев И.Н.* Латеритный элювий и продукты его переотложения – индикаторы палеоклиматов апт-туронского времени // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 3. С. 89–99.
- Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др.* Климатическая зональность в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 3. С. 89–99.
- Adjamian J., Al-Bakka F.F.* Geological Map of Syria. (S: 1 : 50 000). Misiaf sheet. Syria Arab Republic. Damascus. 1984. 42. p.
- Adjamian J., Jamal N.E.* Geological Map of Syria. (S: 1 : 50 000) Qalaat Al Housen sheet. Syria Arab Republic. Damascus. 1983. 38 p.
- Bardossy G., Allva G.I.* Lateritic bauxites. Budapest: Academia Kiado. 624 p.

- Funnel B.M.* Global and European Cretaceous Shorlines, Stage by Stage // Cretaceous Resources. Event and Rhythms. Dordrecht; Boston; London: Kluwer Academic Publishers, 1988. P. 221–235.
- Goldbery R.* Early diagenetic nonhydrothermal Na-Alunite in Jurassic flint clays. Makhteh Ramon, Israel // Bull. Geol. Soc. Amer. 1978. V. 89. № 5. P. 687–698.
- Goldbery R.* Sedimentology of the Lower Jurassic flint clays bearing Mishor Formation. Makhtesh Ramon. Israel // Sedimentology. 1979. V. 26. № 2. P. 229–251.
- Hirsch F.* The Arabian sub-plate during the Mesozoic. The Geological evolution of the Eastern Mediterranean // Geol. Soc. Spec. Publ. 1984. № 17. P. 217–222.
- Hirsch F.* Aperçu de l'histoire phanérozoïque d'Israël // J. African Earth Sci. 1990. V. 11. № 1/2. P. 177–196.
- Parrish J.T., Ziegler A.M., Scotese C.R.* Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cainozoic // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1982. V. 40. P. 67–101.
- Petranek J., Jassim S.Z.* Iron ore Deposition within Arabian Peninsula in time and space // J. Geol. Soc. Iraq. 1980. V. 13. № 1. P. 179–175.
- Yousef S.* Geological map of Syria (S.: 1 : 50 000). Sheet Haffeh. Syrian Arab. Republic. Damascus. 1979. 35 p.

Рецензент Н.М. Чумаков

УДК 56(116.1)551.761.3

## ПЕРВЫЕ НАХОДКИ КОНОДОНТОВ В ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОСТРОВА КОТЕЛЬНЫЙ

© 1996 г. Т. В. Клец

Новосибирский государственный университет  
630090 Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Поступила в редакцию 14.11.94 г.

**Ключевые слова.** Остров Котельный, триас, карний, норий, конодонты.

### ВВЕДЕНИЕ

На территории Севера Сибири триасовые конодонты изучены крайне неравномерно. Наиболее таксономически разнообразны и многочисленны они в нижнем отделе, особенно в битуминозных известняках чекановской свиты (Дагис, 1982, 1984а, 1984б, 1986, 1991). В среднем триасе конодонты встречаются значительно реже. Их местонахождения достоверно установлены в анизийском и ладинском ярусах Восточного Таймыра (Дагис и др., 1979) и на Северо-Востоке России (хр. Арга-Тас, Омолонский массив) (Терехов, Дылевский, 1988; Дагис, 1991). До последнего времени существовало мнение, в том числе и у автора, о полном отсутствии конодонтов в верхнетриасовых бореальных разрезах Севера Сибири (Дагис и др., 1989). Установленные в последние годы местонахождения конодонтов в верхнем триасе о-ва Котельный позволили изменить представление о их стратиграфическом распространении на данной территории.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНОДОНТОВ В РАЗРЕЗЕ

Сводный разрез триаса на о-ве Котельный (Новосибирская структурно-фациальная область) охарактеризован в статье А.Ю. Егорова и др. (Егоров и др., 1987). Отличительной особенностью отложений верхнего триаса является тонкий аргиллитоподобный монотонный состав пород, повышенная карбонатность, малые мощности (500 м), а также обилие органических остатков, среди которых двустворки, аммоноидеи, наутилоидеи, брахиоподы, фораминиферы, остракоды. Конодонты впервые обнаружены в районе лагуны Станции и в бассейне нижнего течения р. Тихой (рис. 1).

Нижние горизонты карнийского яруса (обн. 195, пачка 16) обнаружены только на севере острова, в 2 км западнее Станции (рис. 1а, обн. 195). Пачка представлена дециметровым

флюидным переслаиванием черных сланцеватых аргиллитоподобных глин и светло-серых несланцеватых глин. По всей мощности (20 м) пачки отмечены редкие линзы темно-серых битуминозных известняков, протяженностью до 1 м, мощностью до 0.15 м, а также аналогичные линзы бурых

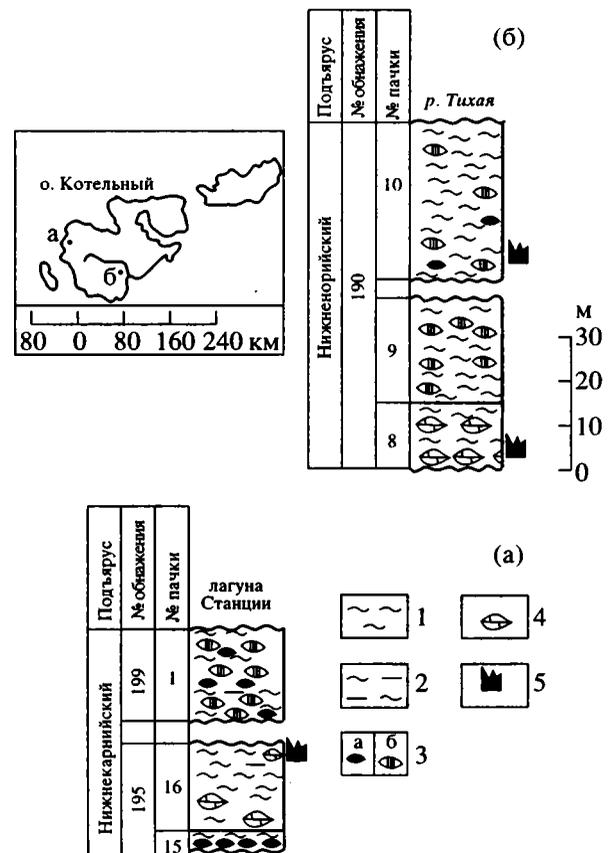


Рис. 1. Разрезы верхнетриасовых отложений о-ва Котельный (Егоров и др., 1987) и схема расположения разрезов (а – лагуна Станции, б – бассейн р. Тихая). 1 – глины, 2 – аргиллитизированные глины; 3 – конкреции: а – фосфоритовые, б – сидеритовые; 4 – линзы известняков; 5 – местонахождения конодонтов.

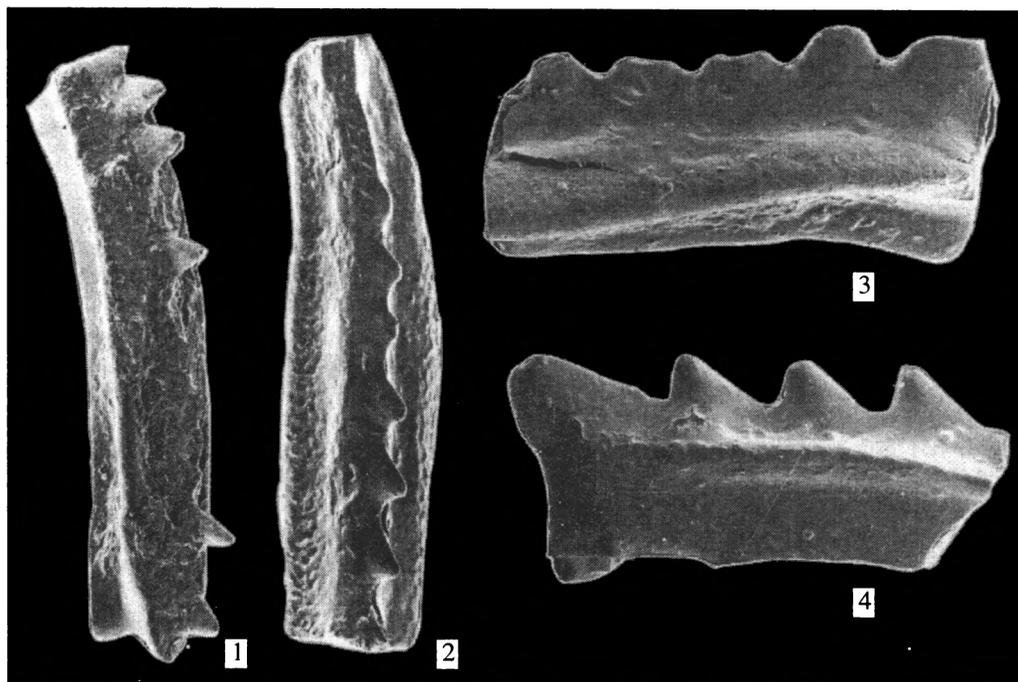


Рис. 2. Конодонты, найденные на о. Котельный.

1 – *Neogondolella foliata* ex gr. *inclinata* (Kovacs), экз. 635/1, вид сверху и сбоку,  $\times 101$ , обр. 635. Остров Котельный, район лагуны Станции, верхний триас, нижнекарнийский подъярус; 2, 3 – *Neogondolella* ex gr. *navicula* (Huckriede): 2 – экз. 635/2, вид сверху,  $\times 138$ , обр. 635, 3 – экз. 635/3, вид сбоку,  $\times 126$ , обр. 635. Остров Котельный, бассейн р. Тихой, верхний триас, нижнекарнийский подъярус; 4 – *Neogondolella hallstattensis* (Mosher), экз. 635/4, вид сбоку,  $\times 188$ , обр. 635. Остров Котельный, бассейн р. Тихой, верхний триас, нижненорийский подъярус.

с поверхности глинистых доломитов. В 2.9 и 14 м от подошвы собраны многочисленные *Halobia* sp., в 16 и 20 м – *Pleuromya* cf. *musculoides* Shloth., *H.* cf. *korkodonica* (Polub.), *Planirhynchia yakutica* Dagys, в 13 м – *Discohyllites* sp. В одной из линз известняков, в 18 м от подошвы, впервые найдены немногочисленные конодонты, среди которых *Neogondolella foliata* ex gr. *inclinata* Kovacs, фрагменты *Neogondolella* sp. и двух видов рамиформных элементов (рис. 2).

Разрез норийского яруса на о-ве Котельный вскрыт в бассейне нижнего течения р. Тихой (рис. 16, обн. 190). Пачка 8 мощностью 15 м представлена глинами темно-серыми, аргиллитоподобными, пелитоморфными, неслоистыми, с редкими маломощными (0.1 м) конкреционными прослоями глинистых известняков. Глины изобилуют остатками различных галобий, среди которых преобладают *Halobia fallax* Mojs. Кроме галобий, встречаются остатки крупных *Proclydonautilus* cf. *natosini* McLearn., *Rhacohyphylites* sp. В конкреции глинистых известняков в 2 м от подошвы найдены единичные конодонты *Neogondolella* ex gr. *navicula* (Huckr.).

Пачка 10 мощностью 36 м сложена глинами черными, аргиллитоподобными, с редкими сидеритовыми и фосфатными конкрециями. По всей

мощности пачки отмечаются многочисленные остатки различных галобий, среди которых преобладают *Halobia aotti* Kob. et Ichik. В 6 м от подошвы также определены *Halobia fallax* Mojs., *H. obruchevi* Kipar. В 10 м – *Halobia fallax* Mojs., *H. obruchevi* Kipar, *H. kawadai* Yehara и др. Кроме того, по всей мощности пачки встречаются редкие остатки аммоноидей, в том числе *Pterosirenites obruchevi* (Bajarunas), брахиопод, наутилоидей. На расстоянии 4 м от подошвы в глинистых известняках установлены конодонты *Neogondolella* ex gr. *navicula* (Huckr.) и ювенильная *Neogondolella hallstattensis* (Mosher) (рис. 2).

### БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Таким образом, в верхнетриасовых отложениях рассматриваемого региона можно выделить два конодонтовых комплекса. Нижний, приуроченный к пачке 16, представлен *Neogondolella foliata* ex gr. *inclinata*, *Neogondolella* sp., рамиформными элементами. По данным С. Ковача (Kovacs, 1983), *Neogondolella foliata inclinata* впервые появляется в основании верхнего ладина и известна из верхнеладинских (Langobardian)–нижнекарнийских (Cord-evolian–Julian) отложений северной Венгрии, где она встречается совместно с *Neogondolella foliata*

foliata (Bud.), *Metapolygnathus diebeli* (Kozur), *Gladigondolella tethydis* (Huckr.). Присутствие в комплексе *Neogondolella foliata* ex gr. *inclinata* свидетельствует, скорее всего, о соответствии пачки 16 конодонтовым зонам *diebeli* (Cordevolian) и *tethydis* (Julian) конодонтового стандарта Н. Козура (Kozur, 1980). Установленные конодонты, а также сопутствующие многочисленным галобии, позволяют датировать возраст вмещающих пород, скорее всего, раннекарнийским.

Следующий комплекс характеризует пачки 8 и 10 и содержит *Neogondolella* ex gr. *navicula* (Huckr.) и *Neogondolella hallstattensis* (Mosher). В понимании Л. Кристина (Krystyn, 1980) *Neogondolella navicula* встречается в нижнем и среднем нории (Lacian-Alaunian). Этот вид известен из разрезов Европы (Mosher, 1968, 1973; Krystyn, 1980; Kozur, 1980), Британской Колумбии (Mosher, 1968, 1973), Дальнего Востока России (Дагис и др., 1987). Вместе с тем присутствие *Neogondolella hallstattensis* указывает на то, что эти пачки сопоставимы, скорее всего, с конодонтовой зоной *spatulata* Халльштатта, являющейся близким эквивалентом аммонитовой зоны *magnus* (Krystyn, 1980), и с нижним норием Дальнего Востока России (Дагис и др., 1987; Бурый, 1989). Установленные конодонты и присутствующие в пачке 10 редкие *Pterosigenites obruchevi* (Vajagnas) позволяют датировать пачки 8, 9 и 10 суммарной мощностью 71 м, скорее всего, нижним норием (зона *obruchevi*).

Находки конодонтов на о-ве Котельный приурочены к монотонным, относительно маломощным толщам аргиллитов и аргиллитоподобных глин. Их формирование, по-видимому, проходило при замедленной скорости осадконакопления, скорее всего, в участках достаточно удаленных от берега. Обнаружение конодонтов в верхнетриасовых отложениях Севера Сибири имеет значительный интерес для палеонтологов и стратиграфов, поскольку открывает возможность использования их для целей биостратиграфии наряду с традиционными группами фоссиллий.

Коллекция конодонтов хранится под № 635 в монографическом отделе Геологического музея института Геологии СО РАН (Новосибирск).

Автор глубоко признателен А.Ю. Егорову, А.Г. Константинову, А.В. Ядренкину за предоставленные образцы и коллекции конодонтов, а также В.А. Захарову, Е.С. Соболеву, Б.Н. Шурыгину за просмотр рукописи и полезные замечания.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурый Г.И. Конодонты и биостратиграфия триаса Сихотэ-Алиня // Владивосток: ДВГИ, 1989. 136 с.
- Дагис А.А. Древнейшие оленекские конодонты Севера Сибири // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1982. С. 55–59.
- Дагис А.А. Раннетриасовые конодонты Севера Средней Сибири. М.: Наука, 1984а. 68 с.
- Дагис А.А. Новый комплекс раннетриасовых конодонтов Севера Средней Сибири // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984б. С. 18–22.
- Дагис А.А. Конодонты из нижнеоленекских отложений Северо-Востока СССР // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 57–63.
- Дагис А.А. Триасовые конодонты Северо-Востока СССР // Биостратиграфия и палеонтология триаса Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 3–13.
- Дагис А.А., Клец Т.В., Шевелев Е.К. Конодонты из кремнистых толщ перми и триаса Центрального Сихотэ-Алиня // Тр. ИГиГ СО РАН СССР. 1987. Вып. 689. С. 4–20.
- Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. // М.: Наука, 1979. 240 с.
- Дагис А.С., Дагис А.А., Клец Т.В. Вопросы биостратиграфии и палеобиогеографии триаса экзотических блоков северо-западной Пацифики // Ярусные и зональные шкалы Борейального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 52–60.
- Егоров А.Ю., Богомолов Ю.А., Константинов А.Г., Курушин Н.И. Стратиграфия триасовых отложений острова Котельный (Новосибирские острова) // Борейальный триас. М.: Наука, 1987. С. 66–80.
- Терехов М.И., Дылевский Е.Ф. Геология хребта Аргатас. Магадан: СВКНИИ. 1988. 47 с.
- Kovacs S. On the evolution excelsa-stock in the Upper Ladinian-Carnian (Conodonta, genus *Gondolella*, Triassic) // Ostern. Akad. Wissn. Erdwiss. Komm. 1983. Bd. 5. P. 107–119.
- Kozur H. Revision der Conodonenzone der Mittel- und Obertrias des tetyalen Faunenreichs // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1980. Bd. 10/ 3/4. S. 79–172.
- Krystyn L. Stratigraphy of Hallstatt region // Abhdl. der Geol. Bundesanstalt. 1980. Bd. 35. S. 69–98.
- Mosher L.C. Triassic conodonts from Western North America and Europe and their correlation // J. Palaeontol. 1968. V. 42. № 4. P. 895–946.
- Mosher L.C. Triassic conodonts from British Columbia and the northern Arctic Islands // Geol. Surv. Canad. Bull. 1973. № 222. P. 141–192.

Рецензенты В.А. Захаров, И.С. Барсков

УДК 551.791(262+262.5+262.81)

## ПОНТО-КАСПИЙ КАК ВОЗМОЖНЫЙ СТРАТОРЕГИОН ПЛЕЙСТОЦЕНА ЕВРОПЫ

© 1996 г. П. В. Федоров

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

Поступила в редакцию 27.11.95 г.

**Ключевые слова.** Плейстоцен, корреляция, биостратиграфия, эндемичная фауна, морская и солоноватоводная фауны, трансгрессии, регрессии.

Биостратиграфическое подразделение плейстоцена Каспия основано на сменах комплексов солоноватоводных моллюсков, преимущественно кардийд рода *Didacna* Eichwald. Эта фауна является эндемичной, что позволяло рассматривать каспийскую шкалу только в качестве местной, и ее корреляция со шкалой плейстоцена Европы всегда вызывала сложности.

Несколько десятилетий назад, когда стратиграфия ледниковых отложений Русской равнины представлялась как бы основным репером, к которому стремились привязать события в Каспии и Эвксине, сейчас, после буровых работ, проведенных главным образом в долине Дона, где были вскрыты неизвестные ранее ледниковые горизонты среднего и нижнего плейстоцена, возникли новые проблемы, затрудняющие такую корреляцию. В то же время стратиграфия морского плейстоцена Понто-Каспия в последнее время оказалась достаточно детально разработанной на основании комплексного метода, в основе которого лежит биостратиграфический, геоморфологический и литолого-фациальный анализ, а в ряде случаев и данные радиометрических определений возраста.

Многолетнее изучение основных разрезов и буровых данных на берегах Каспия и Черного моря, включая материалы по шельфу, показали, что отдельные горизонты черноморского плейстоцена, помимо местных, содержат каспийские элементы фауны. Уже давно установлено, что в чаудинских отложениях Керченского полуострова (мыс Чауда) вместе с черноморскими *Didacna pseudocrassa* Pavl., *D. olla* Livent., *Tschaudia tschauda* Andrus. и др. присутствуют типичные бакинские *Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus. и др. (Федоров, 1963, 1978, 1993).

В отложениях чаудинской террасы Кавказского побережья, а также в верхней части разреза чауды Гурии (Западная Грузия) также встречаются бакинские *Didacna rudis* Nal. и *D. carditoides* Andr. Наконец в Манычской ложбине бурением

установлен переход бакинских отложений в чаудинско-бакинские (Горецкий, 1970; Попов, 1983). Чаудинско-бакинский (нижнебакинский) возраст имеет терраса, развитая на северном берегу Таманского полуострова, находящаяся на высоте 35–37 м и содержащая *Didacna parvula* Nal., *D. baerocrassa* Pavl. и др.

Следовательно, можно говорить о прямой биостратиграфической корреляции бакинских и чаудинских отложений, а наиболее полный разрез чаудинских отложений мыса Чауда позволяет сопоставлять нижнебакинские слои с нижнечаудинскими (в обоих случаях присутствует *Didacna parvula* Nal.), как верхнебакинские с верхнечаудинскими по наличию *Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus, *D. eulachia* (Bog) Fed. Надо добавить, что чаудинские отложения известны в южной части Дарданелл (Андрусов, 1965; Keraudren, 1971, 1979). Здесь чауда надстроена морскими отложениями с фауной Средиземного моря, которые связаны с ней постепенным переходом. Задача автора – биостратиграфическая корреляция основных подразделений плейстоцена Понто-Каспия со шкалой Средиземноморья и Европы в целом. В нижнем плейстоцене (как было сказано выше), в чаудинско-бакинских отложениях Манычской ложбины, Керченского и Таманского полуостровов, а также Кавказского побережья присутствуют бакинские кардийды в коренном залегании совместно с моллюсками черноморского происхождения.

Солоноватоводный Чаудинский бассейн распространялся, вероятно, в пределы Мраморного и северной части Эгейского морей, о чем говорит присутствие чаудинской фауны на юге Мраморного моря. Это имело место при низком уровне Средиземного моря, который позднее сменился повышением и вторжением соленых вод в Дарданеллы (морская фауна, залегающая на чауде в Гелиподо (Галиполи) и Мюрефте-Хора.

Как теперь известно, такая же картина наблюдается и на берегах Черного моря. Это бассейн,

представляющий собой наиболее изолированное внутриконтинентальное море на Земле. Оно то превращалось в аналогичный Каспию озерный солоноватоводный водоем в результате сброса в него каспийских вод, то становилось частью трансгрессировавшего в межледниковье Средиземного моря. Чередование каспийских и средиземноморских горизонтов в разрезе черноморского плейстоцена является ключом к раскрытию геологической корреляции и закономерностей палеогеографического развития Каспия, Эвксина и Средиземного моря в новейшее геологическое время.

Более молодой горизонт с каспийской фауной моллюсков в Черном море – древнеэвксинский имеет двучленное строение. Наиболее отчетливо это деление наблюдается на Кавказском побережье, где развиты самостоятельные ранняя и поздняя древнеэвксинские террасы (Федоров, 1963, 1978).

Отложения первой террасы содержат фауну мелкорослых килеватых *Didacna*, близких нижнехазарским *D. subpyramidata* Prav., *D. pallasi* Prav.

Поздние древнеэвксинские отложения вместе с местными *Didacna pontocaspia* Pavl. заключают *Didacna nalivkini* Wass. и др., характерные для более высоких горизонтов нижнего хазара Каспия. Очень наглядно сравнение раковин моллюсков из разреза Озерное (Бабель), где вместе с местными древнеэвксинскими кардидами всегда присутствуют нижнехазарские *Didacna pallasi* Prav. и *D. ex gr. nalivkini* Wass. (Федоров, 1978). Нет сомнения, что сброс каспийских вод по Маньчскому проливу в Азовское и Черное моря как в бакинское, так и в нижнехазарское время приводил к расселению моллюсков и их акклиматизации. При этом, как и в чаудинско-бакинский век, уровень Средиземного моря располагался низко и древнеэвксинские солоноватые воды с фауной кардиид каспийского типа устремлялись по системе проливов и Мраморному морю в Эгейское море. Последующая трансгрессия Средиземного моря привела к вторжению соленых морских вод в Черное море и расселению в нем полуморской фауны средиземноморского типа. Верхнехазарский бассейн также сбрасывал свои воды в Азово-Черноморский бассейн, так как его следы отмечены в разрезах западной части Маньчской долины (Попов, 1983). Однако в бассейне Азовского и Черного морей они теряются. Общие палеогеографические реконструкции и радиометрические данные позволяют предполагать, что верхнехазарская фаза развития Каспия следовала за карангатской трансгрессией (первая имеет возраст около 100 тыс. лет, вторая – около 110–120 тыс. лет). Последний сброс каспийских вод в Азово-Черноморскую впадину был в максимум раннехвалынской трансгрессии, первый раз при уровне Каспия

47 м, а второй – 22–25 м абсолютной высоты. Эти уровни отчетливо выражены геоморфологически и обоснованы фауной моллюсков на всех берегах Каспия, в том числе и в западной части Маньчской долины (Попов, 1983; Федоров, 1994). В Черноморском бассейне в это время происходила посткарангатская регрессия и следы раннехвалынского сброса могут находиться, видимо, на дне Черного моря. Приподнятые до 8 м и 18 м террасы на северо-восточном берегу мыса Казантип (Керченский полуостров) с сильно опресненной фауной кардиид хвалынского типа могут быть следами существования во впадине Азовского моря промежуточного бассейна, связанного со стоком раннехвалыньских вод. Таким образом, прямая корреляция на биостратиграфической основе намечается для нижнего и среднего плейстоцена Понто-Каспия. Более молодые горизонты, кроме биостратиграфического, требуют комплексного обоснования, включая радиометрическое.

Значительно сложнее выглядит корреляция геологических событий в Черном и Средиземном морях.

Здесь необходимо учитывать, что все средиземноморские трансгрессивные фазы развития Черного моря связаны с трансгрессиями Средиземного моря, которые, как правило, происходили в термические максимумы межледниковий. Их могло быть столько же, сколько в Средиземном море, но не более. В действительности их было меньше, так как не все глобальные трансгрессии могли преодолеть высоту порога Босфорского пролива. О прямой биостратиграфической корреляции здесь можно говорить только в отношении черноморского карангата и тиррена (эемия) Средиземного моря, тиррена рисс-вюрмского, датируемого сейчас в интервале 80–120 тыс. лет.

Специальные исследования группы французских, испанских, итальянских и тунисских ученых, проведенные в семидесятые годы на берегах Северной Африки, Италии и Испании позволили подразделить средиземноморский тиррен на три слоя: дуира – первая фаза, реджише – максимум (главный тиррен) и шебба – регрессивная фаза тиррена (Paskof, Sanlaville, 1983). Такая же последовательность наблюдается в наиболее полном разрезе карангата на востоке Керченского полуострова у сел. Героевское (Эльтиген) и отчасти на северо-восточном берегу оз. Чокрак (север Керченского полуострова). Двучленное строение карангата (без верхней регрессивной фазы) наблюдается в буровых материалах Керченского пролива (Федоров, 1978) и в ряде скважин на шельфе Черного моря.

Принимая карангат в качестве стратиграфического репера, можно наметить корреляцию более поздних событий с историей Средиземного моря. Сейчас ясно, что сурожские слои, выдаваемые Г.И. Горецким (1970), Г.И. Поповым (1983) и неко-

торыми другими авторами за следы средневюрмской трансгрессии в Черном море, в действительности являются верхами карангата с датировками более 80–90 тыс. лет<sup>1</sup>. Важно отметить, что карангатские и тирренские береговые линии, фиксирующие развитие межледникового трансгрессивного цикла на берегах Черного и Средиземного морей располагаются на близких уровнях: 12–15 м и 20–25 м, что указывает на сравнительно малую их тектоническую дислоцированность, а также геологическую молодость.

Хорошо коррелируются события голоцена в обоих бассейнах. Развитие глобальной послеледниковой фландрской трансгрессии, начавшейся в результате таяния последней фазы вюрмского оледенения от отметок минус 120–130 м, протекало скачкообразно и завершилось поднятием уровня, который несколько превысил современный уровень океана.

В Черном море этот процесс проявился сначала в виде подпора в проливе Босфор и образования проточного, сильно опресненного (но не пресноводного) Новозвксинского бассейна; позднее уровень Средиземного моря (океана) превысил высоту Босфорского порога, и в Черное море начала поступать средиземноморская вода и мигрировать морская фауна.

Развитие черноморской голоценовой трансгрессии полностью повторяло ход событий в Средиземном море. Время начала проникновения средиземноморских вод в Черное море оценивается в интервале 7–9 тыс. лет назад. Этот момент хорошо выражен стратиграфически в виде контакта светло-серых глин и алевроитов Нового эвксина с фауной *Monodasna* и *Dreissena* и лежащих на них темно-серых глин с *Cardium edule* L., *Monodasna*, *Dreissena*, относящихся к древнечерноморскому времени. В прибрежной зоне местами между ними наблюдается незначительный переув. Однако в ряде случаев этот контакт менее отчетлив и создается впечатление, что новозвксинские и древнечерноморские слои представляют собой единую трансгрессивную толщу.

Черноморский горизонт делится на две основные части – древнечерноморские слои – преимущественно глины с *Cardium edule* L. и др., а в низах еще с *Monodasna* и новочерноморские слои, представленные песками и ракушечниками, с богатой средиземноморской фауной, которые образуют на берегах Черного моря террасу высотой 3–5 м, отмечающую максимальный уровень моря в среднем голоцене. Учитывая высоту штормового заплеска при формировании террасы, уровень этот оценивается в 2 м выше современного. Воз-

раст данной террасы, как и максимальной фазы фландрия около 5 тыс. лет назад.

В интервале времени 3–2 тыс. лет назад произошла фанаторийская регрессия до уровня минус 5–7 м, которая в начале II тысячелетия н. э. сменилась нимфейской трансгрессивной фазой, имевшей уровень около 0.5–1 м выше современного. Она может соответствовать дюнкерской террасе Западной Европы.

Таким образом, поздний плейстоцен Средиземного моря и Эвксина достаточно надежно сопоставляется, а голоценовые фазы развития Черного моря, начиная с древнечерноморского времени, повторяют (даже в деталях) историю фландрской трансгрессии Средиземного моря и Западной Европы. Естественно, возникает мысль, что Черное море как сообщающийся со Средиземным морем водоем может служить индикатором расшифровки геологической летописи последнего, где разница в палеонтологической характеристике его межледниковых террас заключается только в большей или меньшей термофильности фауны моллюсков, тогда как в Черном море средиземноморские горизонты отчетливо разделены и надежно привязаны к каспийским фазам его развития. С этих позиций надо рассматривать возможность корреляции раннего и среднего плейстоцена Черного и Средиземного морей.

Средиземноморская фаза, следовавшая непосредственно за чаудой, известна была ранее (Гелиболу и Мюрефте Хора в Мраморном море (Keraudren, 1971), гора Цвирмагал в Гурии). Недавно к ним добавились мыс Идукопас и мыс Чауда, где в самых верхах были встречены фораминиферы (Янко, 1989). Все это убеждает в обоснованности представлений о последующем осолонении Чаудинского бассейна в результате вторжения в него раннеплейстоценовой межледниковой трансгрессии Средиземного моря. Однако вопрос о возрасте этой морской фазы, которую автор назвал эпичаудинской, до сих пор не может считаться доказанным. Обычно ее сопоставляют с милацием. Несмотря на то, что стратотип милация подвергнут в последнее время сомнениям, автор вслед за Б. Керодреном (Keraudren, 1971) считает, что эта межледниковая трансгрессия произошла в Средиземном море до римской (миндельской) регрессии и, вероятно, относится ко времени теплого кромера. Такая последовательность событий аналогична соотношению чаудинской и ранней древнеэвксинской террас, разделенных длительной (и вероятно глубокой) венедской регрессией (миндель) в Понто-Каспийской области.

В среднем плейстоцене Черного моря А.Д. Архангельским (1938) были выделены узунларские отложения со смешанной каспийско-средиземноморской фауной моллюсков, которые следовали

<sup>1</sup> Датировки получены в последние годы Х.А. Арслановым (устное сообщение).

за древнеэвксинскими, но были древнее карангата. А.Л. Чепалыга (1986) произвел детальное изучение стратотипа на Узунларском озере Керченского полуострова и полностью подтвердил стратиграфическое положение узунларских слоев, в том числе показав, что они являются самостоятельными и не могут рассматриваться как низы карангата. Все эти соотношения хорошо видны и на Кавказском побережье между устьями рек Пшада и Агой.

Узунларские морские слои обычно сопоставляются с одиновским межледниковьем Русской равнины (межледниковье рисс-I–рисс-II, Западной Европы). Они соответствуют, вероятно, древней (дорисс-вюрмской) межледниковой трансгрессии Средиземного моря, выделяемой Ф. Цейнером (1959).

На Кавказском побережье южнее Туапсе были выделены слои с фауной Средиземного моря, образующие террасу высотой 40–45 м, которая прилежит к ранней древнеэвксинской и частично перекрывает ее отложения. Эти слои, названные автором палеоузунларскими безусловно древнее узунлара, что следует из детального изучения морских террас и кроющих их покровных образований этого района (Федоров, 1963, 1978). Подтверждением эпичаудинского и двух среднеплейстоценовых фаз осолонения Черного моря являются результаты обработки материалов глубоководного бурения научно-исследовательского корабля Гломар Челенджер в 1975 г., проведенной русскими специалистами – А.П. Жузе, Е.В. Мухиной и Е.В. Кореневой (1980).

Спорово-пыльцевые комплексы и диатомей, изученные ими, позволили выявить ряд смен в гидрологическом режиме бассейна. Было установлено, что солоноватоводные и прохладные условия сменялись солоноводными и теплыми в верхах чауды (эпичауда), в верхах нижнего древнего эвксина (палеоузунлар) и в верхах верхнего древнего эвксина (узунлар).

Позднее, на основании детального изучения фораминифер плейстоцена Черного моря В.В. Янко (1989) было показано существование доузунларской фазы осолонения, которая непосредственно сменила ранний древнеэвксинский бассейн каспийского типа. Палеоузунларский бассейн возник в результате развития в Средиземном море глобальной трансгрессии (палеотиррен), отвечавшей времени великого межледниковья (миндель–рисс).

Надо напомнить, что трансгрессии Черного моря в раннем и среднем плейстоцене развивались в две фазы (Федоров, 1988). Первая фаза была связана со сбросом каспийских вод по Манычской ложбине во время таяния материкового оледенения в первую половину межледниковья, а вторая – в оптимум межледниковья – в максимум

глобальной трансгрессии, когда в Черное море поступали средиземноморские воды. Однако подпор со стороны черноморских проливов начинал ощущаться уже в первую фазу, на что указывает присутствие редкой и бедной, но морской, фауны моллюсков уже в ранних и поздних древнеэвксинских отложениях.

Таким образом, в разрезе черноморского плейстоцена выделяется пять средиземноморских горизонтов, чередующихся с каспийскими, которые имели в Каспии свои определенные аналоги. О корреляции средиземноморских горизонтов Черного моря с конкретными слоями (террасами) разреза плейстоцена Средиземного моря уверенно можно говорить в отношении подразделений черноморий–фландрий и карангат–тиррен (рисс–вюрм). Что касается сопоставления узунлар–мезотиррен, палеоузунлар–палеотиррен и эпичауда–теплый кромер, то эта корреляция достаточно очевидна, но требует дальнейшего изучения. Здесь, вероятно, радиометрические датировки могут дать очень важные коррективы.

Рассмотренная корреляция каспийского и черноморского плейстоцена и сопоставление его со шкалой плейстоцена Средиземного моря позволяет сделать некоторые палеогеографические выводы, в частности попытаться решить проблему водообмена между этими бассейнами в плейстоцене. Представляется очевидным, что в трансгрессивные фазы Каспия, когда его воды сбрасывались в Черное море и далее в Мраморное и Средиземное, существовал односторонний сток (каскад морей). Он мог происходить только в условиях низкого уровня Мирового океана (и Средиземного моря), что имело место, как принято считать, в эпохи оледенений. Этот сброс продолжался и во время начавшейся межледниковой трансгрессии, так как присутствие элементов морской фауны в отложениях каспийских трансгрессивных фаз Черного моря (ранний и поздний древнеэвксин) указывает на повышение уровня Средиземного моря в результате развития межледниковых трансгрессий. В максимумы этих трансгрессий (оптимумы межледниковий) односторонний сброс вод Каспий–Эвксин–Средиземное море прекращался и развивалась ингрессия Средиземного моря через Дарданеллы, Мраморное море, Босфор в Черное море, где происходили местные межледниковые трансгрессии: эпичауда, палеоузунлар, узунлар, карангат и черноморий, представлявшие собой как бы эхо глобальных событий в Мировом океане.

Изложенное дает основание рассматривать стратиграфию плейстоцена Понто-Каспия как детальную и относительно полную геологическую летопись плейстоценовых событий всей Европы.

Надо подчеркнуть особое значение разреза Черного моря, где чередуются горизонты с солоноватоводной каспийской фауной моллюсков,

## Стратиграфическая корреляция плейстоцена Каспийского, Черного, Средиземного морей и Западной Европы

| Шкала МСК         | Западная Европа          | Средиземное море (цифры – уровень моря)    | Направление стока                         | Черное море (цифры – уровень моря) |                                   | Направление стока | Каспийское море (цифры – уровень моря) |                                   |                            |               |
|-------------------|--------------------------|--|---|------------------------------------|-----------------------------------|-------------------|--|-----------------------------------|----------------------------|---------------|
| Голоцен           | Дюнкерская терраса       | Фландрий (трансгрессия от –30 м до +2 м)   | →   | Черноморий                         | Новочерноморий (1–2 м)            |                   | Новокаспий                             | Верхний (–21 м)                   |                            |               |
|                   | Фландрий (вторая фаза)   |  |   |                                    | Древнечерноморий (–20 м)          |                   |  | Нижний (–24 ... –25 м)            |                            |               |
| Плейстоцен        | Верхний                  | Вюрм (регрессия океана до –120 ... –130 м) | ←   | Новоэвксин (–40 ... –20 м)         |                                   | ←                 | Хвалынь                                | Верхняя хвалынь (–2 м)            |                            |               |
|                   |                          |  | Гримальдий (регрессия до –100 ... –130 м) | ←                                  | Посткарангат (регрессия до –90 м) |                   |  | Нижняя хвалынь (47 м)             |                            |               |
|                   |                          | Рисс–вюрм (земий)                          | Тиррен                                    | Шебба (ульджа)                     | →                                 | Карангат          | ← ?                                    | Регрессия                         | Ательская регрессия        |               |
|                   |                          |  |   | Реджише (эвтиррен)                 |                                   |                   |  |                                   | Верхний (главный) карангат | Верхний хазар |
|                   |                          |  |   | Дуира                              |                                   |                   |  |                                   | Нижний карангат            |               |
|                   |                          | Средний                                    | Рисс-II                                   | Регрессия                          | ←                                 | Регрессия         |  | ← ?                               | Нижний хазар               | Косож         |
|                   | Рисс-I – рисс-II         |  | Мезотиррен                                | →                                  | Узунлар                           |                   | Регрессия                              |                                   |                            |               |
|                   | Рисс-I                   |  | Регрессия                                 | ←                                  | Верхний древнеэвксин              |                   | ←                                      |                                   |                            | Сингиль       |
|                   | Миндель–рисс (гольштейн) |  | Палеотиррен                               | →                                  | Регрессия                         |                   |  |                                   |                            | Регрессия     |
|                   | Миндель                  |  | Римская регрессия (длительная)            | ←                                  | Палеоузунлар                      |                   | ←                                      |                                   |                            | Палеосингиль  |
|                   | Нижний                   | Кромер                                     | Милаций                                   | →                                  | ←                                 | ←                 | ←                                      | Венедская регрессия (длительная)  | Нижний древнеэвксин        |               |
|                   |                          |  |   | Эпичауда                           |                                   |                   |  |                                   | Урунджик                   |               |
| Верхняя чауда     |                          |  |   | Верхнее баку                       |                                   |                   |  |                                   |                            |               |
| Оледенение (гюнц) |                          | Регрессия (длительная)                     | ←   | ←                                  | ←                                 | ←                 | ←                                      | Нижнее баку                       |                            |               |
|                   |                          |  | ←   | ←                                  | ←                                 | ←                 | ←                                      | Тюркянская регрессия (длительная) |                            |               |
| Верхний плиоцен   |                          | Эмилий Калабрий                            | ←   | Гурий                              |                                   | ←                 | Апшерон                                |                                   |                            |               |

привязанные к каспийской шкале и горизонты с морской фауной, многие из которых коррелируются с подразделениями стратиграфической шкалы Средиземного моря. Эта корреляция придает межледниковым горизонтам (террасам) плейстоцена Средиземного моря дополнительную обоснованность.

Рассмотренные выше данные и предлагаемая корреляция (таблица), которая в разных вариантах уже публиковалась автором (Федоров, 1978, 1993), позволяет рассматривать плейстоцен Понто-Каспия в качестве опорного разреза плейстоцена Европы.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Андрусов Н.И.* Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря // Избр. труды. 1956. Т. IV. С. 143–162.

*Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 201 с.

*Горецкий Г.И.* Аллювиальная летопись великого Пруднепра. М.: Наука, 1970. 490 с.

*Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 213 с.

*Федоров П.В.* Каспийские четвертичные моллюски рода *Didacna* Eichwald и их стратиграфическое значение // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 112–150.

*Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. ГИН АН СССР. 1957. Вып. 110. 297 с.

*Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 88. 197 с.

*Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 163 с.

*Федоров П.В.* Проблема колебаний уровня Черного моря в плейстоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 61. № 4. С. 56–61.

*Федоров П.В.* Ранний плейстоцен Понто-Каспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 137–143.

*Федоров П.В.* Некоторые проблемы геологической истории Каспийского моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 2. С. 71–79.

*Чепальга А.Л., Маркова А.К., Михалеску К.Д.* Стратиграфия и фауна стратотипа узунларского горизонта Черноморского плейстоцена // Докл. АН СССР. Т. 290. Вып. 2. 1986. С. 433–437.

*Янко В.В.* Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия (классификация, экология, стратиграфия, история развития). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1989. 51 с.

*Keraudren B.* Les formations quaternaires marines de la Grece // Bull. Musee Prehist, Monaco. V. 17. 1971. P. 176.

*Keraudren B.* Le Plio-Pleistocene marin et oligohokin en Grece // Rev. geol. dynam. et Geogr. Phys. 1979. V. 21. P. 17–28.

*Paskof R., Sanlaville P.* Les côtes de la Tunisie variations du niveau marin depuis le Tyrrhenien. Maison de l'Orient Méditerranéen, Lyon, 1983. 190 p.

*Zeuner F.* The Pleistocene Period. Hutchinson scientific, technical. London, 1959. 447 p.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК (092)55

## ГРИГОРИЙ ЯКОВЛЕВИЧ КРЫМГОЛЬЦ (к 90-летию со дня рождения)

© 1996 г. А. И. Жамойда\*, Е. Д. Калачева\*, Е. Л. Прозоровская\*,  
В. А. Прозоровский\*\*, К. О. Ростовцев\*, И. И. Сей\*

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

\*\* *Санкт-Петербургский университет, 199034 Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия*

Поступила в редакцию 20.06.96 г.



Развитие всех сторон жизни человечества и особенно различных направлений в науке определяется прежде всего личностными качествами лидеров. Причем не только их достижениями в избранной области, но и свойствами их натуры. Одни из них, обладающие явными командирскими чертами характера, увлекают красивыми словами, яркими книгами, импозантной внешностью. Другие, на первый взгляд не столь заметные, направляют сотрудников своей эрудицией, логикой мышления и, может быть, главное, дружеской (“отеческой”) поддержкой и ненавязчивой корректировкой их деятельности. К последним с полным правом относится безусловный лидер в юрской геологии и палеонтологии России практически всего нашего столетия, главный “юрист” бывшего СССР и нынешней России, профессор Ленинградского (ныне С.-Петербургского) университета Григорий Яковлевич Крымголец. 20 января 1997 г. ему исполняется 90 лет. Великолепная торжественная дата! С ней тепло и горячо по-

здравляют юбиляра тысячи людей, читавших многочисленные труды Григория Яковлевича, слушавшие его доклады и лекции, направляемые его советами в своей студенческой, аспирантской, докторантской или профессиональной деятельности.

Г.Я. Крымголец родился 7 января (20 по новому стилю) 1907 г. в городе Симферополе, в семье работника Крымпотребсоюза Якова Владимировича Крымгольца и его супруги Доры Григорьевны, преподавательницы французского языка, а затем домохозяйки. Семья, судя по воспоминаниям юбиляра, отличалась внимательностью друг к другу и большим трудолюбием, она воспитала ряд черт характера Григория Яковлевича, свойственных ему до сих пор: спокойствие, уважение к окружающим, честность, скромность, некоторую замкнутость. Эти черты – справедливое впечатление глубокой мудрости в облике этого человека и вызывают у всех знающих его безусловное к нему уважение.

Получив в Симферополе среднее образование, в 1924 г. Г.Я. Крымголец приехал в Петроград и поступил в университет на естественное (геолого-минералогическое) отделение физико-математического факультета. В 1929 г. он блестяще закончил университет и начал работать в Геологическом комитете ВСНХ СССР, впоследствии преобразованном во Всесоюзный (Всероссийский) геологический институт (ВСЕГЕИ) им. А.П. Карпинского, в штате которого трудился до 1948 г., а по сути не прерывал творческой связи с этим наиболее крупным геологическим отечественным центром до настоящего времени. Интересно отметить, что в год окончания университета была опубликована первая монография Григория Яковлевича “Верхнеюрские *Cylindroteuthinae* Тимана, бассейна р. Сысолы и Оренбургской губернии” (1929), создавшая молодому исследователю авторитет специалиста-палеонтолога. Материалы, по которым была написана эта книга, происходили из юрских отложений, и они-то и стали на всю жизнь основным объектом научных интересов

юбиляра, всегда отличавшегося удивительным постоянством и верностью своим привязанностям. Он изучал юрскую систему в Крыму и на Северном Кавказе, на Памире, в Туркмении и на Дальнем Востоке, а также получал и исследовал многочисленные коллекции ископаемых организмов из других районов развития юры. В результате уже в 1930-х годах Г.Я. Крымгольц становится одним из признанных знатоков данной системы и ее биофоссилий. Его перу принадлежали к этому времени четыре монографии и ряд статей, посвященных юрским отложениям и их органическим остаткам различных районов Советского Союза. В них впервые рассматривались систематика белемнитов, значение последних для дробной стратиграфии юры и сообщались исчерпывающие сведения по стратиграфии этой системы. Многие из этих публикаций сохранили свое значение до сих пор и на них ссылаются современные авторы. В 1937 г. без защиты диссертации его утвердили в ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

Во время Великой Отечественной войны Григорий Яковлевич Крымгольц, вместе с рядом коллег, был прикомандирован к Туркменскому геологическому управлению и вел геологическую и гидрогеологическую съемки в горных и пустынных районах Туркменской республики. Там, где начинал он трудиться в юности под руководством В.Ф. Пчелинцева.

Вернувшись в Ленинград, Г.Я. Крымгольц (в 1948 г.) переходит работать в должности доцента на кафедру исторической геологии Ленинградского университета, на которой в качестве ассистента-совместителя он преподавал еще с 1932 г. В 1965 г. он становится профессором этой кафедры. Именно в университете полностью раскрылся талант юбиляра – прекрасного преподавателя и настоящего ученого. Здесь им были написаны основные работы по стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии юрской системы и подготовлены великолепные учебные курсы: “Историческая геология”, “Стратиграфический практикум (MZ)”, “Проблемы общей стратиграфической шкалы (MZ)” и др. Здесь, руководя курсовыми, дипломными работами, кандидатскими и докторскими диссертациями, Григорий Яковлевич воспитал целую плеяду крупных отечественных и зарубежных специалистов в области стратиграфии и палеонтологии, преимущественно мезозойских образований. Среди его 24 аспирантов многие стали известными профессорами и даже академиками в России, Украине, на Кавказе, в Средней Азии, в Румынии, Германии, Вьетнаме, США и в других странах. Не менее многочисленны его ученики, формально не числившиеся под его руководством, но сформировавшиеся благодаря его советам и наставлениям.

Высокая образованность и блестящее знание проблем юрской стратиграфии и фауны получили всеобщее признание коллег, утвердивших его в должности председателя Комиссии МСК по юрской системе с момента ее образования в 1955 г. На этом посту Г.Я. Крымгольц оставался до 1985 г. когда передал его одному из наиболее талантливых соратников – М.С. Месежникову. Но и после ухода из председателей Григорий Яковлевич продолжал активно участвовать в ее деятельности, считаясь ее почетным председателем, которым он остается и до сих пор. Все 30 лет юрская комиссия была одной из наиболее деятельных. На регулярно проводящихся пленумах и заседаниях заинтересованно обсуждались проблемы стратиграфии и палеогеографии юры, региональные и межрегиональные схемы, своевременно публиковались их результаты. Недаром именно созданный в 1978 г. зональный стандарт юрской системы в дальнейшем претерпел по сравнению с аналогичными построениями других комиссий наименьшие изменения. В плодотворной деятельности комиссии, безусловно, сказались организаторские способности ее руководителя.

Совершенно естественным является в связи со сказанным выше и то, что Григорий Яковлевич многие годы представлял нашу страну в Международной подкомиссии по юрской стратиграфии, постоянным членом которой он был, а также в работе ряда секций Международного геологического конгресса и международных совещаний. К безусловным достижениям организаторской деятельности Г.Я. Крымгольца следует отнести также создание в 1956 г. небольшого коллектива сотрудников, аспирантов и студентов университета по изучению стратиграфии и органических остатков юрских и нижнемеловых отложений Средней Азии (в основном Туркмении). Вначале эта группа входила в состав одновременно созданной при ВСЕГЕИ Среднеазиатской экспедиции как самостоятельная партия. Однако уже с 1959 г. она становится самостоятельной Туркменской экспедицией ЛГУ, работавшей по договору с Туркменским геологическим управлением, ВНИГНИ, НИИЗарубежгеология и пр. Она просуществовала до 1991 г. и внесла большой вклад в познание геологии мезозоя запада Средней Азии, существенно уточнив представления о стратиграфии юрской системы и нижнего мела, их фауны, палеогеографии и тектоники. В результате был серьезно уточнен прогноз поисков месторождений нефти и газа, открыто крупнейшее в Средней Азии месторождение целестина, произведена оценка молибденового проявления, баритовой минерализации, размещения запасов поделочных и строительных материалов, созданы основы легенд крупномасштабных геологических карт отмеченных частей стратиграфического разреза. В работе Туркменской экспедиции

ЛГУ принимало участие большое число сотрудников университета и ряда туркменских геологических организаций, а также десятки студентов приобрели в ней навыки геологической исследовательской работы. Результаты научной деятельности экспедиции опубликованы в нескольких монографиях и сводках, во многих десятках статей. По материалам ее защищено более десятка кандидатских и три докторских диссертации. И только современный экономический и политический кризис прекратили деятельность Туркменского детища Г.Я. Крымгольца.

Помимо отмеченного, он прекрасно организовывал и возглавлял международные и всесоюзные совещания с длительными экскурсиями по Европейской России, Кавказу, Казахстану, Средней Азии, Сибири. Все, кому посчастливилось принимать в них участие, до сих пор очень тепло вспоминают эти интереснейшие поездки, обогатившие кругозор специалистов и сплотившие юрских стратиграфов-палеонтологов в единый дружный коллектив. Успехи этих мероприятий во многом определялись внешне не очень заметной, удивительно тактичной, негромко направляющей и четко целеустремленной деятельностью председателя юрской комиссии.

Что же характеризует Григория Яковлевича Крымгольца как ученого? Каков его личный конкретный вклад в науку? Во-первых, проникновение в глубь предмета своих основных интересов – палеонтологии и стратиграфии юрской системы. Во-вторых, всесторонность и энциклопедичность сведений по данным вопросам.

Исследования Г.Я. Крымгольца-палеонтолога охватывали преимущественно основные руководящие ископаемые юрского периода – аммониты и белемниты. Их систематике, методике изучения, описанию и выяснению пространственно-временного распространения, кроме многочисленных статей, посвящено 6 монографий, атласы СССР и Туркмении, редакторство (и соавторство) в томе “Основ палеонтологии”, посвященном го-

ловоногим моллюскам. Его работы по “Методике сбора и обработке палеонтолого-стратиграфического материала” (1954) и “Методам определения мезозойских головоногих моллюсков” (1960) переведены на польский язык.

Как стратиграф Г.Я. Крымголец известен прежде всего как ведущий отечественный знаток и создатель общей стратиграфической шкалы юрской системы. Его публикации по стратиграфии нижнего и среднего отделов юры, о положении границы между ними, об ааленском, байосском и келловейском ярусах оставили глубокий след в отечественной и зарубежной стратиграфии. Он был постоянным редактором и автором основных обобщений по стратиграфии и геологии юрской системы в томах “Геология СССР”, “Стратиграфия СССР”, “Палеогеография СССР” и т.п. Григорий Яковлевич вместе с М.С. Месечниковым явился вдохновителем создания первой в своем роде работы “Зоны юрской системы в СССР” (1982), получившей мировое признание и переведенной на английский язык в США (1986).

Трудами юбиляра во многом были заложены основы юрской стратиграфии в Туркмении, на Северном Кавказе, в Якутии, на Севере Европейской России и на Дальнем Востоке. Григорию Яковлевичу принадлежит получивший широкое признание термин “лона”. Полное осознание роли этого понятия в стратиграфических построениях еще впереди.

Таков далеко не полный перечень научных достижений юбиляра. Его деятельность, верность избранному пути, высокая ответственность за порученное дело, доброжелательность к людям и стремление помочь – прекрасные черты человека, которые могут служить примером и ориентиром для представителей последующих поколений.

Коллеги, благодарные ученики и друзья Григория Яковлевича Крымгольца горячо поздравляют его с такой замечательной датой и надеются еще неоднократно пользоваться его советами.

УДК (0.63):551.72

## К 50-ЛЕТИЮ ВЫДЕЛЕНИЯ РИФЕЯ (ВСЕРОССИЙСКОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ОБЩИМ ПРОБЛЕМАМ СТРАТИГРАФИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РИФЕЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ)

© 1996 г. В. А. Коротеев, А. В. Маслов, М. Т. Крупенин

Институт геологии и геохимии УрО РАН,  
620151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 09.01.96 г.

**Ключевые слова.** Рифей, венд, биостратиграфия, изотопная геохронология, хемотратиграфия, металлогения, Северная Евразия.

14–16 ноября 1995 г. в Екатеринбурге состоялось Всероссийское совещание “Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии”, организованное Институтом геологии и геохимии УрО РАН, Уральскими секциями Межведомственных литологического и тектонического комитетов, Уральской региональной межведомственной стратиграфической комиссией и Уральской государственной горно-геологической академией при участии геолкомов Уральского региона и финансовой поддержке РФФИ (грант 95-05-16942).

Совещание было приурочено к 50-летию выделения Н.С. Шатским (1945) на примере “древних немых свит Горной Башкирии” самостоятельного комплекса верхнего протерозоя – рифейской группы, предшествующей кембрию. Позднее аналоги этих отложений были установлены в ряде других регионов, и термин “рифей” прочно вошел в стратиграфическую практику. Выделение Б.С. Соколовым (1952) наиболее молодых отложений докембрия в самостоятельную вендскую систему привело к уточнению объема рифея: он стал рассматриваться в составе трех серий Башкирского мегантиклинория – бурзянской, юрматинской и каратауской. В настоящее время рифей, наряду с вендом, составляет основу стратиграфической шкалы верхнего докембрия России и широко используется в зарубежных публикациях, посвященных позднепротерозойской биосфере. Стратотип рифея на западном склоне Южного Урала, включающий в себя три названные выше серии, является одним из наиболее конкурентоспособных претендентов на роль эталона соответствующего подразделения глобальной хроностратиграфической шкалы докембрия.

Рифей, заключенный в хронологических рамках от 1.65 до 0.65 млрд. лет, представляет собой один из крупнейших и специфических этапов развития литосферы и биосферы Земли, что и пре-

доопределило выделение соответствующих отложений в крупное стратиграфическое подразделение. В эволюции внешних оболочек Земли с этим этапом связано формирование платформенного чехла на гигантских кратонах, начало их деструкции в связи с процессами растяжения в подвижных поясах и последующий распад суперконтинента, важные изменения экосистем и климата, широкое развитие эвкариот, первые находки вероятных метазоа, важные палеогеографические перестройки. Особенности тектонической истории рифея определяли специфику его металлогении. С осадочными бассейнами рифея связаны проявления и месторождения углеводородов; оценка перспективности этих структур на нефть и газ привлекает в настоящее время особое внимание специалистов.

В работе прошедшего совещания приняли участие более 90 специалистов, представляющих институты Российской Академии наук, учреждения Комитета по геологии и использованию недр РФ, вузы и другие организации из различных городов России: Апатитов, Санкт-Петербурга, Москвы, Сыктывкара, Перми, Екатеринбурга, Челябинска, Уфы, Новосибирска, Иркутска, Казани; присутствовал геолог из Берлина.

На пленарных заседаниях было заслушано 34 доклада по широкому кругу вопросов: 1) эволюция рифейской биосферы и общая хроностратиграфическая шкала рифея; 2) важнейшие геологические события и палеогеодинамические реконструкции рифея Северной Евразии; 3) особенности рифейского магматизма; 4) проблемы геологической истории уральского стратотипа рифея; 5) металлогения верхнего докембрия и особенности размещения углеводородов. Более 20 докладов по названной тематике было представлено методом стендовой демонстрации.

Основные черты эволюции рифейской биосферы и общая хроностратиграфическая шкала

риффея были рассмотрены в докладах М.А. Семихатова, М.Е. Раабен, А.Ф. Вейса, В.Н. Сергеева (Геологический институт РАН, Москва), А.М. Станевича (ВостСибНИИГГиМС, Иркутск) и А.Б. Кузнецова с соавторами (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Было показано, что если в середине 40-х гг. обоснование и расчленение рифея базировалось только на историко-геологическом методе, то за прошедшие годы стратиграфия верхнего докембрия существенно расширила свою методическую базу. В настоящее время широко используются биостратиграфический, изотопно-геохронологический, хемотратиграфический и палеоклиматический методы; входят в практику палеомагнитные данные.

В докладах В.А. Коротева с соавторами (Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург), Н.М. Чумакова (ГИН РАН, Москва), А.С. Варлакова (Институт минералогии УрО РАН, Миасс), К.С. Иванова и С.Н. Иванова (ИГиГ УрО РАН), Ю.К. Советова (ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск) и ряда других авторов были проанализированы основные геологические и палеоклиматические события и палеогеодинамика рифея Северной Евразии. По представлениям В.Н. Пучкова (Институт геологии УфНЦ РАН, Уфа), формирование складчатого пояса в конце протерозоя на востоке Русской платформы коррелируется с кадомской, а не байкальской фазой складчатости. В докладе К.С. Иванова и С.Н. Иванова затронут ряд дискуссионных проблем тектоники рифея Урала. Ими высказано мнение, что изучение геологии позднего докембрия Урала далеко от завершения, а дальнейшие успехи в этой области возможны лишь в результате объединения усилий специалистов разного профиля. В докладе Н.М. Чумакова показано, что сейчас возможно восстановление главных черт климатической зональности Земли в позднем рифее и венде и что возникновение ледниковых комплексов геологического прошлого происходило в результате глобальных относительно кратковременных (10–20 млн. лет) эпох похолодания. Это позволяет использовать такие комплексы в качестве климатостратиграфических горизонтов.

Второй день работы совещания был отдан докладам по уральскому стратотипу рифея и проблемам геологии рифея Урала в целом. В сообщениях В.В. Шалагинова (АО “Уральская геолого-съёмочная экспедиция”, Екатеринбург), Н.Д. Сергеевой и др. (ИГ УфНЦ РАН, Уфа), В.П. Парначева (Томский госуниверситет, Томск), А.В. Маслова, Л.В. Анфимова (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург), Э.З. Гареева (ИГ УфНЦ РАН, Уфа), М.Т. Крупнина (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург), В.И. Петрова (Челябинское геолого-геофизическое пред-

приятие, Челябинск) были рассмотрены актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, палеогеодинамики, седименто- и литогенеза, а также геохимии осадочных пород и металлогении рифейских отложений Урала. Обсуждение материалов показало существование ряда дискуссионных вопросов. К их числу относятся палеогеодинамическая природа так называемых “рифтогенных формаций” эталона рифея, характер седиментационных бассейнов рифея на стыке Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала, корреляция типового разреза Башкирского мегантиклинория и разрезов максютовского и суваянского комплексов хр. Урал-Тау. В последних, несмотря на традиционное сопоставление их с отложениями среднего и верхнего рифея–венда, указывается раннепалеозойская фауна (конодонты и др.), что резко меняет взгляды на возраст и корреляцию комплекса.

Ряд докладов был посвящен особенностям магматизма рифея. Анализ геологической и петрохимической информации позволил В.А. Душину (Уральская государственная горно-геологическая академия, Екатеринбург) сделать вывод о формировании в позднем рифее на Полярном Урале двух субпараллельных островных дуг, одна из которых располагалась на коре океанического, а другая – переходного типов. Совместно с островодужными ассоциациями смежных районов они составляли, вероятно, единый Таймырско-Полярноуральско-Енисейский вулканический пояс, обрамлявший в рифее с запада и севера Сибирскую платформу. В докладе М.С. Рапопорта с соавторами (Уралгеолком, Екатеринбург) показано, что формирование Урало-Монгольского подвижного пояса как единой планетарной структуры произошло только в позднем рифее. А.А. Алексеев (ИГ УфНЦ РАН, Уфа) считает возможным, на основе анализа магматических и метаморфических событий в допалеозойской истории Урала, рассматривать этот регион как тектонотип рифеид.

В выступлениях В.А. Прокина (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург), В.М. Нечехуина (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург), Р.Г. Ибламинова с соавторами (Пермский госуниверситет, Пермь), Т.В. Белоконов и др. (КамНИИКИГС, Пермь), Ю.В. Андреева с коллегами (БашНИПИНЕФТЬ, Уфа) были освещены вопросы металлогении и особенности размещения залежей углеводородов в рифейско-вендских отложениях востока Русской платформы.

Выслушав и обсудив представленные доклады участники совещания сочли необходимым отметить следующее.

Работами последних лет в области биостратиграфии и хемотратиграфии рифея установлено, что изменения таксономического состава строматолитов и микрофоссилий и крупномасштабные вариации первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатных породах и изотопного состава карбонатного углерода создают неповторимую палеонтологическую и хемотратиграфическую специфику последовательных интервалов рифея, а изотопно-геохронологические данные показывают уменьшение длительности таких интервалов от более древних к более молодым. Такое уменьшение длительности было связано, по-видимому, с изменениями темпов как эволюции докембрийского биоса, так и вариаций изотопно-геохимических характеристик палеоокеана. Предполагается, что оно отражало общий тренд развития протерозойских экосистем во времени. Существенно, что таксонометрическое разнообразие и степень индивидуализации ассоциаций микрофоссилий и строматолитов, определяющих специфику упомянутых интервалов, также растут вверх по разрезу.

Исследования в области изотопной геохронологии верхнего докембрия привели к лучшему пониманию критериев надежности различных (в первую очередь осадочных) геохронометров и наиболее употребительных изотопно-геохронологических систем, а также открыли возможность корректного использования изохронных U-Pb и Pb-Pb методов датирования карбонатных пород, расширив таким образом методическую базу изотопной геохронологии рифея.

Особо было подчеркнута, что специфика био- и хемотратиграфической характеристик каждой из трех эратем рифея в совокупности с изотопно-геохронологическими, а иногда и климатостратиграфическими данными позволяют распознавать названные подразделения в удаленных разрезах и коррелировать их между собой. Это создает реальную перспективу перехода к определению их границ на палеонтологической и хемотратиграфической основе.

Вместе с тем, на совещании констатировано, что ряд вопросов геологии и палеонтологии рифея до сих пор не получили адекватного решения. Так, сохраняются различные взгляды на возрастное значение некоторых комплексов органостенных микрофоссилий Средней и Северной Сибири, существуют различные точки зрения относительно критериев и уровня проведения границы среднего и верхнего рифея в сибирских разрезах, значительно отстает от запросов практики новая изотопно-геохронологическая информация по опорным разрезам рифея России и сопредельных стран, сохраняются взаи-

моисключающие палеогеодинамические реконструкции и др.

Участники совещания с беспокойством отметили, что в последние годы произошло резкое ослабление биостратиграфических исследований рифея и венда России и сопредельных стран, связанное прежде всего с сокращением количества специалистов, работающих в этой области. Значительная тревога была высказана также в связи с исчезновением, в результате хозяйственной деятельности, уникальных природных объектов (в том числе классических обнажений рифейских и вендских пород на Урале и в других регионах), которые представляют собой памятники природы и нуждаются в охране государством. Участники совещания посчитали необходимым обратиться к природоохранным и геологическим организациям областей и республик Урала и прилегающих регионов с просьбой оказать всемерное содействие в выявлении и сохранении уникальных геологических объектов рифея.

В качестве главных задач изучения рифейских отложений Северной Евразии на совещании были названы следующие. 1. Более полное биостратиграфическое и изотопно-геохронологическое обоснование границ рифея (включая внутренние). 2. Расширение микрофитологической и строматолитовой характеристик опорных разрезов рифея и создание пространственно-временной модели распределения их ассоциаций в палеоэкологическом контексте; существенное увеличение изотопно-геохронологической информации по опорным разрезам рифея и, в первую очередь, получение отвечающий современным требованиям изотопной датировки границы среднего и верхнего рифея и верхней границы рифея в уральском стратотипе. 3. Интенсификация хемотратиграфического изучения верхнедокембрийских отложений России и привлечение их для корреляции опорных разрезов. 4. Реконструкция генетической природы, палеогеографии и фациальных особенностей накопления осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных комплексов рифея; расшифровка основных закономерностей развития седиментационных и породных бассейнов. 5. Структурно-тектонические исследования складчаторазрывных деформаций рифейских комплексов; реконструкция тектонических режимов и обстановок формирования рифея Уральского складчатого пояса; стратиграфия, магматизм, метаморфизм и тектоника рифея восточного склона Урала. 6. Углубленное изучение специфики рифейского магматизма разных структурно-формационных зон Северной Евразии.

Совещание особо отметило, что для решения фундаментальных научных проблем, связанных со стратиграфией, историей развития рифейских комплексов и изучением процессов нефтеобразования и нефтенакопления в высшей мере актуальным является бурение глубоких скважин с полным вскрытием разреза рифея на востоке Русской плиты и в центральной зоне Камско-Бельского прогиба.

Участники совещания вынесли искреннюю благодарность Институту геологии и геохимии УрО РАН и Уральской государственной горно-геологической академии за организацию и проведение совещания, а также выразили признатель-

ность Российскому фонду фундаментальных исследований за финансовую поддержку данного мероприятия.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Соколов Б. С.* О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 21–30.

*Шатский Н. С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геологического строения СССР. Вып. 216. М.: МОИП, 1945. 131 с.

Рецензент М. А. Семихатов

## ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два интервала, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, домашний адрес (с индексом), домашний и служебный номера телефонов и имя и отчество всех авторов.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стил изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); ключевые слова (до 10 слов); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экземпляр должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: оба экземпляра монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17). На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Приводимые в тексте статьи латинские названия видов фауны и флоры должны сопровождаться фамилией автора, установившего данный таксон.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках – ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (напр., Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (напр., Стратиграфические исследования..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

- 1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий;
- 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;
- 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);
- 4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПОЧТОВОЙ СВЯЗИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

# О Б Ъ Е Д И Н Е Н Н Ы Й КАТАЛОГ '97

российские и зарубежные  
газеты, журналы, книги, учебники

## УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по объединенному Каталогу Федерального управления почтовой связи ("ФУПС"). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе "АПР"

## Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить и непосредственно в редакции журнала с любого очередного номера. Это избавит Вас от значительной части расходов: цены редакционной подписки существенно ниже! К тому же вышедший номер Вы сможете получить в редакции сразу после выхода его из печати.

*Пользуйтесь предоставленной Вам возможностью льготной подписки!*

И  
АПР

Агентство Подписки и Распределения

АРГУМЕНТЫ  
И ФАКТЫ

АРПИ

Агентство по распространению  
печати и издательства "Известия"

УГОДИЕ

Международная академическая издательская компания “Наука” информирует о начале конкурса на лучшую публикацию 1996 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 5 Главных премий в размере 12.5 тысяч долларов США каждая и 50 Премий в размере 1 тысяча долларов США каждая.

В 1995 году Премиями МАИК “Наука” были удостоены работы и циклы работ по следующим направлениям:

1. *Физика и математика – 18 Премий, из них 2 – Главные;*
2. *Химия – 14 Премий, из них 1 – Главная;*
3. *Биология – 12 Премий, из них – 1 Главная;*
4. *Науки о Земле – 11 Премий, из них 1 – Главная.*

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ, впервые публикуемых в журналах МАИК “Наука”, а также авторам циклов работ, впервые публикуемых преимущественно в этих журналах. Денежная часть каждой Главной премии и Премии распределяется следующим образом:

- а) 80% – автору или коллективу авторов,
- б) 20% – редколлегии, редакции журнала, переводчикам, научным редакторам и другим работникам, способствовавшим подготовке и качественному изданию статей.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- издательство МАИК “Наука”;
- члены РАН, в том числе иностранные.

Премии 1996 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (1996).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, издаваемых МАИК “Наука” и вышедших с октября предыдущего (1995) до октября истекшего (1996) года.

Выдвижение кандидатов на Премии оформляются письменно протоколами (представлениями) рекомендующих с приложением публикации, обоснования (на 1 стр.) и отзывов. Эти материалы принимаются редакциями журналов с последующей передачей членам комиссии по присуждению Премий, представляющим конкретные группы наук (физика и математика, химия, биология и науки о Земле), до 20 декабря 1996 года.

На соискание Премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Допускается повторное присуждение Премий.

Более подробно об условиях конкурса вы можете узнать в редакциях журналов, издаваемых МАИК “Наука”.