

ISSN 0869-592X

Том 10, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2002



# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

Том 10 № 5 2002 Сентябрь–Октябрь

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

*Главный редактор*  
Б. С. Соколов

Члены редакционной коллегии:

А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев, И. А. Басов,  
М. Бассет, В. А. Берггрэн, Е. В. Бибилова, Н. А. Богданов,  
О. Валлизер, А. Б. Герман (*ответственный секретарь*),  
Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров, Д. Кальо,  
К. И. Кузнецова, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане,  
А. Ю. Розанов, М. А. Семихатов (*заместитель главного редактора*),  
Б. А. Соколов, Сунь Вейго, М. А. Федонкин, В. Е. Хаин,  
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

*Зав. редакцией* Т. В. Тришкина

*Адрес редакции:* 119180 Москва, Старомонетный пер., 22,  
Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

Москва  
Издательство “Наука”  
Международная академическая  
издательская компания “Наука/Интерпериодика”

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 10, номер 5, 2002

---

---

Тангаурская подсерия верхнего рифея Алатауского антиклинория Южного Урала <i>А. В. Маслов</i>	3
Закономерности позднедевонского рифообразования <i>В. Г. Кузнецов</i>	23
Нижняя пермь окрестностей села Верхнеозерное (Южный Урал) <i>Э. Я. Левен, М. С. Бойко, А. Н. Реймерс, Т. Б. Леонова, М. Ф. Богословская</i>	44
Аммонитовые зоны оленекского яруса (нижний триас) и их корреляция <i>А. А. Шевырев</i>	59
Корреляция разнофациальных триасовых отложений Восточного Урала и Сибири <i>А. И. Киричкова, Н. К. Куликова</i>	70
Горизонты углеродистых пород в триасовых и нижнеюрских кремнистых отложениях Дальнегорского опорного разреза (Приморье) <i>Н. Ю. Брагин, К. А. Крылов</i>	85
Биостратиграфия маастрихта востока Таджикской депрессии по радиоляриям <i>Э. В. Гольтман, Ф. Х. Хакимов, А. А. Ашуров</i>	92

---

## Краткие сообщения

Четвертичная малакофауна разреза Сангачал (юго-западное побережье Каспия) <i>А. А. Свиточ, Е. Н. Бадюкова</i>	108
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

---

---

# Contents

---

---

## Vol. 10, No. 5, 2002

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

---

---

<b>The Upper Riphean Tangaur Subgroup of the Alatau Anticlinorium in the South Urals</b> <i>A. V. Maslov</i>	3
<b>Trends in Development of Late Devonian Reefs</b> <i>V. G. Kuznetsov</i>	23
<b>Lower Permian in the Vicinity of the Verkhneozernoe Village (Southern Urals)</b> <i>E. Ja. Leven, M. S. Boiko, A. N. Reimers, T. B. Leonova, and M. F. Bogoslovskaya</i>	44
<b>Ammonoid Zones of the Olenekian Stage (Lower Triassic) and Their Correlation</b> <i>A. A. Shevyrev</i>	59
<b>Correlation of Different-Facies Triassic Deposits of the Eastern Urals and Siberia</b> <i>A. I. Kirichkova and N. K. Kulikova</i>	70
<b>Horizons of Carbonaceous Rocks in Triassic and Lower Jurassic Cherty Deposits of the Dal'negorsk Reference Section (Primor'e)</b> <i>N. Yu. Bragin and K. A. Krylov</i>	85
<b>Radiolarian Biostratigraphy of the Maastrichtian in the Eastern Tajik depression</b> <i>E. V. Gol'tman, F. Kh. Khakimov, and A. A. Ashurov</i>	92

---

## BRIEF COMMUNICATION

<b>The Quaternary Malacofauna from the Sangachal Section (Southwestern Caspian Sea Coast)</b> <i>A. A. Svitoch and E. N. Badyukova</i>	108
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

---

---

УДК 551.72(470.551.57)

## ТАНГАУРСКАЯ ПОДСЕРИЯ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ АЛАТАУСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2002 г. А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Поступила в редакцию 19.01.2000 г., получена после доработки 18.04.2000 г.

В статье рассмотрено строение разрезов и условия формирования терригенных и карбонатных отложений тангаурской подсерии каратауской серии верхнего рифея в пределах Алатауского антиклинория Южного Урала (бассейн среднего течения р. Зилим). На основании анализа более 15 по-слойно описанных разрезов проведена корреляция силикокластических и карбонатных толщ, рассмотрены их латеральные соотношения вдоль и вкост регионального палеосклона. Установлено, что наиболее устойчивыми элементами тангаурской подсерии являются толща с конофитонами в основании миньярской свиты и перекрывающая ее толща доломитов до уровня с массовым появлением миньярий. Прекрасно трассируются на всей рассматриваемой территории известняки подинзерских слоев, однако фациальный их облик варьирует от района к району. Венчающая подинзерские слои толща фитогенных известняков развита, по-видимому, повсеместно. Присутствие в кровле этой толщи многочисленных мелких эрозийных размывов и трещин усыхания позволяет предполагать субаэральную экспозицию части бассейна в конце подинзерского времени и существование на данном уровне крупной событийной границы. Сложно построенная инзерская свита, включающая две карбонатные и две терригенные толщи, прослеживается только на самой окраине западной периферии Башкирского мегантиклинория. К востоку от бассейна среднего течения р. Зилим она замещается силикокластической последовательностью. Реконструированы основные фациальные системы отложений и сделана попытка наметить эволюцию бассейна в терминах событийной стратиграфии. Показан скользкий характер границы появления кремней в разрезах миньярской свиты. В целом, время формирования отложений тангаурской подсерии на западной периферии Башкирского мегантиклинория можно рассматривать как эпоху существования на данной территории крупного эпиконтинентального морского бассейна с достаточно сложной историей эволюции.

**Ключевые слова.** Верхний рифей, Южный Урал, каратауская серия, тангаурская подсерия, стратиграфия, корреляция, обстановки осадконакопления, бассейн седиментации.

Каратауская серия Башкирского мегантиклинория, типовое подразделение верхнего рифея России, в унифицированной региональной стратиграфической схеме Урала, как и в Общей стратиграфической шкале, представляет совокупность трех подсерий – кипчакской, тангаурской и кудашской (Козлов, 1989; Козлов и др., 1990; Семихатов и др., 1991, 1992; Стратиграфические схемы..., 1993). Отложения кипчакской подсерии (зильмердакская и катавская свиты) отвечают крупному трансгрессивному этапу в развитии позднерифейского бассейна осадконакопления (Маслов, 1997а, 1997б) и представлены континентальными, прибрежно-континентальными, сверхмелководными и, в подчиненном количестве, прибрежно-шельфовыми силикокластическими и карбонатными фациальными ассоциациями. Тангаурская и кудашская подсерии, объединяющие, первая – инзерскую и миньярскую, а вторая – укскую и криволукскую свиты, слагаются преимущественно мелководными шельфовыми, сверхмелководными и умеренно глубоководными образованиями открытого шельфа, чьи пространственно-времен-

ные соотношения отражают ряд возвратно-поступательных пульсаций достаточно крупного перикратонного морского водоема (Маслов, 1997а).

Тангаурская подсерия характеризуется в настоящее время наиболее надежными изотопными датировками. Известняки нижней части инзерской свиты (подинзерские слои) имеют возраст по Рb-Рb изохроне  $836 \pm 25$  млн. лет (Овчинникова и др., 1998). Изотопный Rb-Sr возраст диагенеза погружения для аутигенного иллита из отложений инзерской свиты оценен Г.В. Овчинниковой и др. (1995) в 805–835 млн. лет. Возраст глауконита из песчаников нижнеукской подсвиты составляет  $688 \pm 10$  млн. лет (К-Аг метод), а изохронный возраст Al-разности глауконита (Rb-Sr метод) –  $670 \pm 10$  млн. лет (Горожанин, Кутявин, 1986).

В Башкирском мегантиклинории известно более 50 разрезов данного уровня (Маслов, Крупнин, 1991; Маслов, 1997б), из них только в бассейне среднего течения р. Зилим – около двух десятков. Однако до настоящего времени многие из расположенных здесь разрезов, как и седиментологические особенности отложений тангаурской

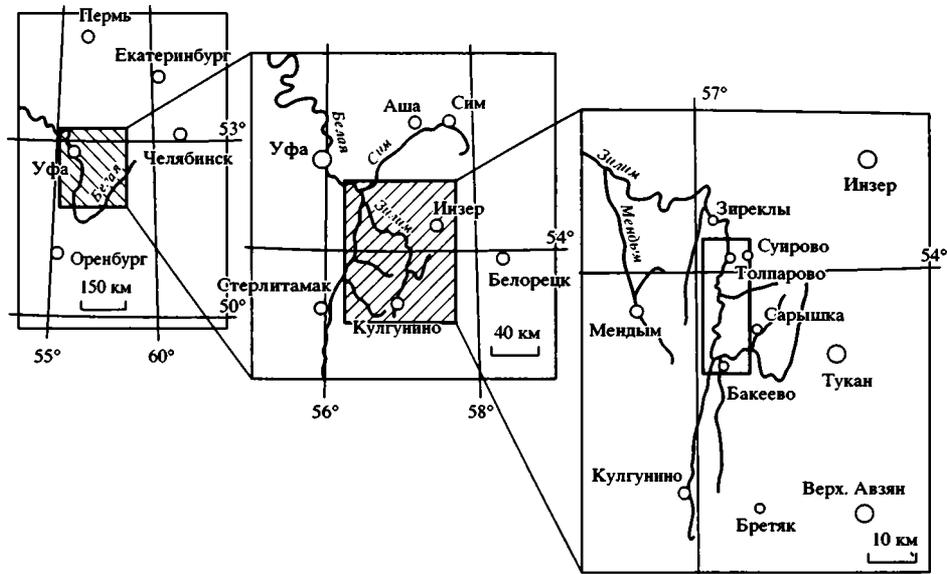


Рис. 1. Обзорные карты района работ.

подсерии, остаются неизвестными широкому кругу исследователей. Настоящая статья в определенной мере восполняет данный пробел и посвящена детальному описанию разрезов тангаурской подсерии и анализу латеральных вариаций известных в них пачек и толщ, что вкупе с данными о первичных седиментационных особенностях пород позволяет рассмотреть ряд закономерностей эволюции седиментационного бассейна середины позднего рифея на данной территории.

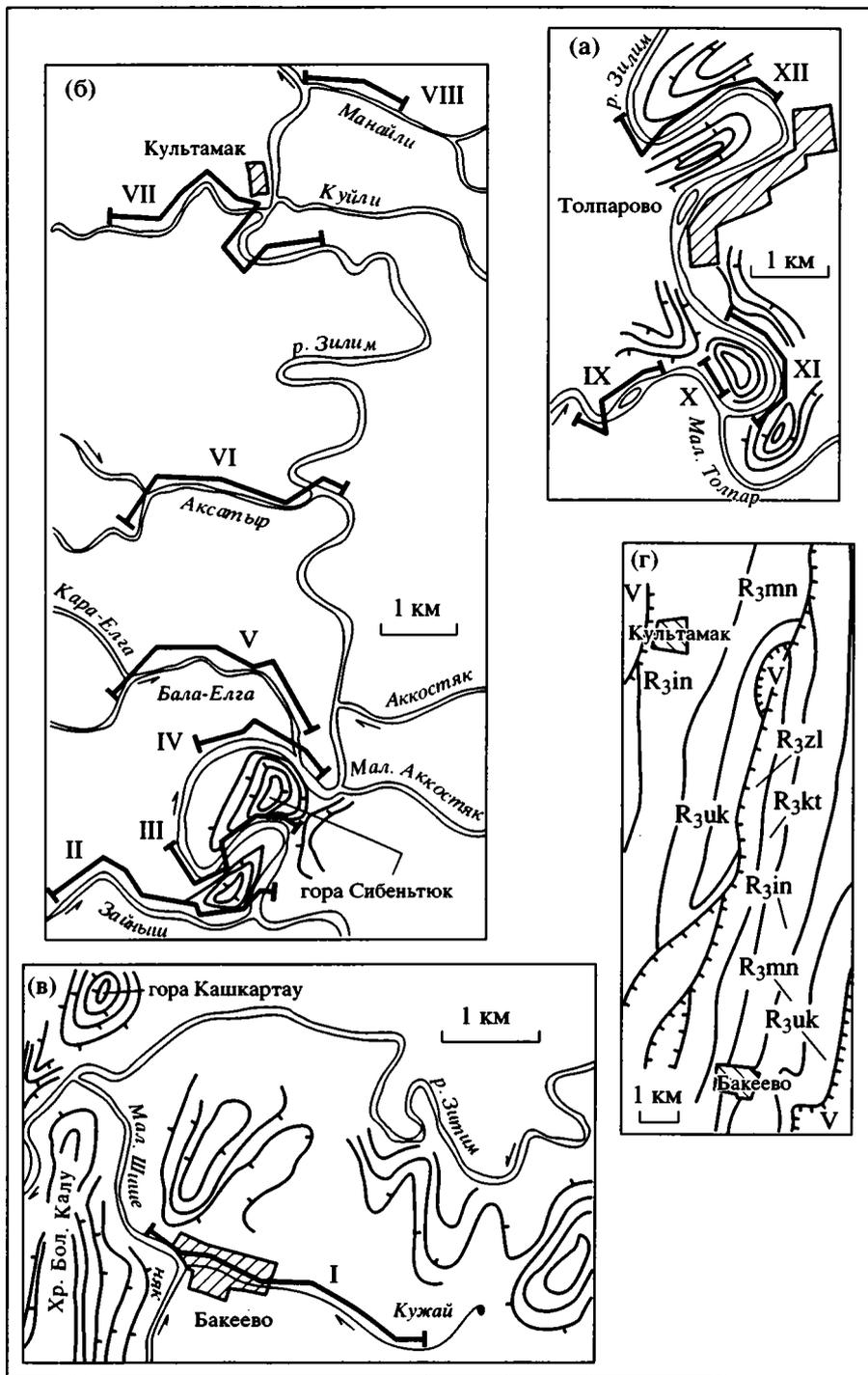
### СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ТАНГАУРСКОЙ ПОДСЕРИИ В БАСЕЙНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЗИЛИМ

Рассматриваемый район входит в состав так называемой внешней фациальной зоны Башкирского мегантиклинория. В бассейне среднего (субмеридионального) течения р. Зилим (рис. 1) многочисленные разрезы тангаурской подсерии известны на западных крыльях Зилимской и Бакеевской синклиналей, разделенных Западнокалинским разломом (Козлов, 1986; Маслов, 1986а); они слагают здесь две полосы выходов – западную и восточную (рис. 2). Характеристика образований инзерской и миньярской свит, описания отдельных разрезов и наблюдающихся в них строматолитов приведены в публикациях (Раабен, 1975, 1981, 1985; Крылов, 1983; Комар, 1978; Раабен, Комар, 1983; Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Крупенин, 1991).

Инзерская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (так называемые подинзерские слои) слагается преимущественно темно-серыми или почти черными плитчатыми пелитоморфно-тонкозернистыми известняками; в ряде

разрезов в ее верхней части наблюдаются известняки со столбчатыми строматолитами. Подинзерские слои согласно залегают на струйчатых (микробиально-слоистых) известняках катавской свиты. Верхняя подсвита инзерской свиты в западной полосе в ряде разрезов достаточно отчетливо подразделяется на две силикокластические и разделяющую их карбонатную пачки (Козлов и др., 1990; Маслов, Крупенин, 1991). В составе первых преобладают пестро- и зеленоцветные пакеты переслаивания песчаников и алевролитов с глауконитом, а также аргиллитов. Карбонатная пачка слагается сероцветными строматолитовыми, микрофитолитовыми, обломочными, тонко- и мелкозернистыми известняками. В восточной полосе она, по всей видимости, отсутствует.

Миньярская свита объединяет серые и светло-серые плитчатые, строматолитовые и обломочные доломиты. Присутствующие на ряде уровней в разрезах свиты аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники слагают пакеты мощностью в первые метры и не играют существенного значения; те из них, что залегают в основании толщ с кремнями рассматриваются рядом авторов как маркер границы миньской и бьянжской подсвит (Беккер, 1961; Беккер и др., 1979; Козлов, 1982; Козлов и др., 1990). С учетом данных о вертикальном распределении в разрезах свиты строматолитов возможно и более детальное ее членение на ряд характерных толщ (Раабен, 1983; Крылов, 1983; Стратиграфический словарь..., 1994). В основании миньярской свиты на рассматриваемой территории повсеместно залегают толща доломитов со строматолитами *Conophyton miloradovici* var *krylovi* Raab.



**Рис. 2.** Схемы расположения разрезов (а–в) и схематическая геологическая карта среднего течения р. Зилим между д. Бакеево и бывшим хутором Культамак (г).

Разрезы: I – по руч. Кужай в окрестностях д. Бакеево; II – по руч. Зайныш; III – по левому и правому берегам р. Зилим в окрестностях горы Сибеньтюк; IV – по левому берегу р. Зилим выше и ниже устья руч. Бала-Елга; V – по левому борту долины руч. Бала-Елга; VI – по руч. Аксатыр и правому берегу р. Зилим; VII – по руч. Карамола, левому и правому берегам р. Зилим; VIII – в приустьевой части руч. Манайли; IX – по правому и левому берегам р. Зилим в 1–1.5 км выше по течению устья р. Мал. Толпар; X – по левому борту долины р. Зилим в 0.5–0.7 км выше устья р. Мал. Толпар; XI – по правому борту долины р. Зилим ниже устья р. Мал. Толпар; XII – по левому и правому бортам долины р. Зилим ниже д. Толпарово.

Индексами на карте показаны свиты: R<sub>3zl</sub> – зильмердакская; R<sub>3kt</sub> – катавская; R<sub>3in</sub> – инзерская; R<sub>3mn</sub> – миньярская; R<sub>3uk</sub> – укская; V – терригенные отложения ашинской серии венда.

В пределах западной полосы самым южным является разрез по левому борту долины руч. Зайныш. Здесь выше известняков катавской свиты наблюдаются (рис. 3, II):

Нижнеинзерская подсвета (здесь и далее мощность, м).

1. Разрозненные гивки темно-серых средне- и тонкоплитчатых неотчетливо-слоистых и/или массивных пелитоморфно-тонкозернистых известняков. Около 140.

2. Пелитоморфно-тонкозернистые и микробиально-слоистые (?) известняки. Около 100.

Выше присутствуют зелено- и красноцветные мелкозернистые песчаники (пачка 3, состав реконструирован по высыпкам, ориентировочная мощность 100–110 м), принадлежащие, по всей видимости, нижней силикокластической толще верхнеинзерской подсветы. Далее закрыто около 130–140 м, после чего наблюдается гивка известняков с мелкой мульдовидной и клиновидной разнонаправленной слоистостью, а выше обнажены микрофитолитовые известняки, узорчатые их разности и плоскообломочные известняковые брекчии (интракластиты). Разрез наращивается известняками со строматолитами плохой сохранности. Все указанные образования объединены мною в пачку 5. После закрытого участка мощностью около 70 м, на котором можно видеть редкие обломки алевролитов и аргиллитов, на склоне наблюдаются многочисленные фрагменты мелкозернистых тонко-, горизонтально-слоистых песчаников и алевролитов зеленовато- и красновато-серого цвета (пачка 7, мощность 15–20 м), что недвусмысленно указывает на их присутствие на данном интервале под маломощным покровом рыхлых отложений. Исходя из положения карбонатных пород пачки 5 между двумя силикокластическими толщами, нижняя из которых подстилается известняками подинзерских слоев, а верхняя перекрывается доломитами с конофитонами, можно предполагать, что они принадлежат средней толще верхнеинзерской подсветы.

#### Миньярская свита

9. Средне- и грубоплитчатые доломиты с нечеткими столбиками конофитонов. Видимая мощность. 7–10.

10. Закрыто. 50–55.

11. Серые грубоплитчатые массивные доломиты со строматолитами плохой сохранности. 170–180.

12. Тонко- и крупноплитчатые доломиты с бугристыми поверхностями напластования. 10.

13. Тонко-, горизонтально-слоистые доломиты. Около 90.

В приустьевой части руч. Зайныш, на правом борту долины р. Зилим, можно видеть чередование тонко- и грубоплитчатых доломитов с кремнями (пачка 14, ~40 м). В доломитах присутствуют маломощные (5–15 см) прослои интракластитов (интервал встречаемости 0.5–1.2 м), а также наблюдаются четковидные строматолитовые био-

гермы (высота до 50–60 см, протяженность – 2–3 м). На левом борту р. Зилим юго-западнее горы Сибентюк обнажены (рис. 3, III):

#### Верхнеинзерская подсвета.

1. Серые неяснослоистые среднеплитчатые известняки с пропластками глинистых сланцев. 10.

2. Среднеплитчатые темно-серые известняки с микрофитолитами в верхней части. 20.

3. Известняки с биогермами гимносоленов и пармитесов, разделенными маломощными прослоями интракластитов. 7–10.

4. Розовато-серые плитчатые алевролиты с горизонтальной, косой и косоволнистой слоистостью (между пачками 3 и 4 наблюдается закрытый интервал мощностью около 2 м). 20.

Выше по разрезу закрыто около 60 м и наблюдается неравномерное чередование пестроцветных глинистых сланцев и алевролитов (пачка 6, 70–75 м); в верхней части пачки присутствуют линзы интракластитов и красновато-серых известняков. Далее, после закрытого интервала мощностью около 45–50 м, обнажены:

#### Миньярская свита

8. Рассланцованные доломиты с конофитонами. 10.

9. Средне- и крупноплитчатые тонко-, горизонтально-, а в самой верхней части пачки микробиально-слоистые доломиты. 90.

10. Тонкоплитчатые доломиты с мелкими биогермами миньярий. 30.

11. Грубоплитчатые серые неяснослоистые доломиты. 15.

12. Пачка грубого чередования доломитов с миньяриями (высота биогермов 0.4–0.6 м, протяженность – 1–1.2 м) и среднеплитчатых доломитов. 35.

13. Темно-серые доломиты с постройками миньярий. 20.

14. Неяснослоистые темно-серые грубоплитчатые доломиты. Порядка 90–95.

15. Серые доломиты с миньяриями (высота биогермов 0.4–0.7 м, протяженность – 1.2–1.4 м). 10.

16. Закрыто. Около 50.

17. Среднеплитчатые горизонтально- и микробиально-слоистые доломиты. 20.

18. Среднеплитчатые тонкослоистые доломиты с прослоями (0.1–0.15 м) интракластитов, повторяющимися через интервалы 0.5–1.0 м и стяжениями кремней. Порядка 30.

19. Средне- и тонкоплитчатые доломиты светло-серые со стяжениями кремней и редкими постройками строматолитов. 15–20.

20. Крупноплитчатые серые доломиты со столбчатыми строматолитами. 10.

21. Среднеплитчатые серые доломиты со стяжениями кремней. До 25.

При сравнении охарактеризованного разреза миньярской свиты с разрезом этого же уровня по руч. Зайныш хорошо трассируется ряд толщ. Так, доломиты с конофитонами пачки 8 из основания доломитовой последовательности, соответствующей породам пачки 9 разреза по руч. Зайныш.

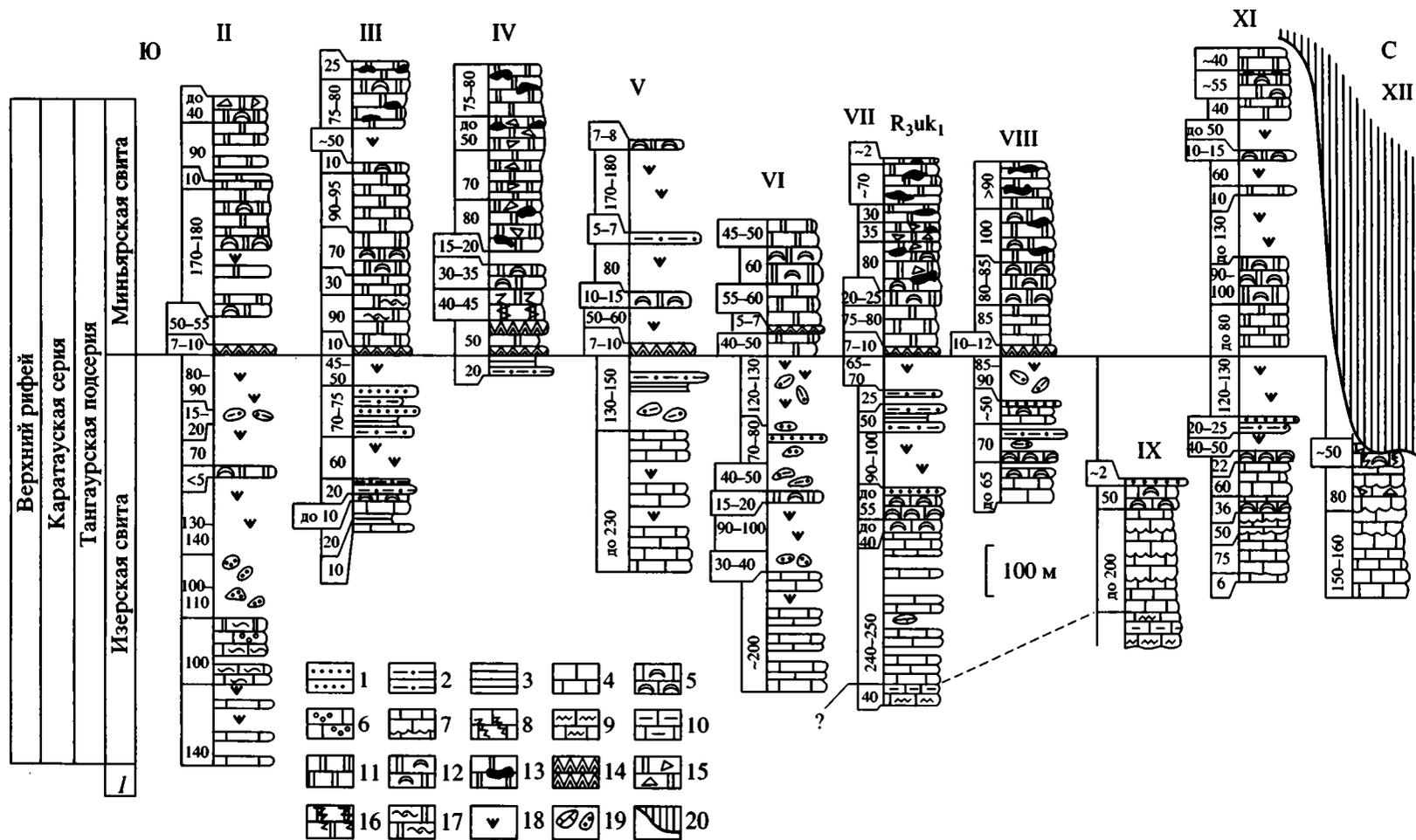


Рис. 3. Строение разрезов тангаурской подсерии в пределах западного крыла Зилимской синклинали.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые сланцы и аргиллиты; 4 – известняки; 5 – строматолитовые известняки; 6 – известняки микрофитолитовые; 7 – известняки со знаками ряби и волнистой слоистостью; 8 – известняки с molar-tooth structures; 9 – известняки струйчатые; 10 – глинистые известняки; 11 – доломиты; 12 – строматолитовые доломиты; 13 – доломиты со стяжениями кремней; 14 – доломиты с конофитонами; 15 – плоско-обломочные синседиментационные брекчии доломитов; 16 – доломиты с molar-tooth structures; 17 – доломиты с косоволнистой слоистостью; 18 – закрытые интервалы; 19 – состав пород на закрытых интервалах; 20 – уровень преданневендского размытия.

Конкретные естественные разрезы помечены римскими цифрами, соответствующими тем, что даны на рис. 2. Цифрой 1 на схеме показана катавская свита. Мощности некоторых пачек в ряде колонок не соответствуют линейному масштабу по техническим причинам.

Плитчатые доломиты пачки 9 сопоставляются с породами пачки 10, тогда как вышележащие доломиты с миньярскими (пачки 10–13) коррелируются в разрезе по руч. Зайныш с аналогичными породами пачки 11. Далее с большей или меньшей условностью могут быть сопоставлены, с одной стороны, грубоплитчатые доломиты без строматолитов (пачки 14–16 в разрезе юго-западной горы Сибентюк) и сходные с ними по составу и внешнему облику породы пачек 12 и 13 в разрезе по руч. Зайныш, а также доломиты с кремнями, интракластитами и строматолитами, соответственно пачки 17–21 и 14.

Севернее, в левом борту долины р. Зилим примерно в 800–850 м вверх от устья руч. Бала-Елга (рис. 3, IV), обнажены тонко-, горизонтально-слоистые розовато- и зеленовато-серые алевролиты и алевритистые глинистые сланцы, принадлежащие самым верхам инзерской свиты (пачка 1, мощность около 20 м). Выше по резкой, отчетливо выраженной границе, залегают плитчатые желтовато-серые в той или иной мере песчанистые доломиты с тонкой горизонтальной слоистостью, доломиты с колонеллами и строматолитами *Coprophyton miloradovici*. Указанные образования выделены в пачки 2–4 суммарной мощностью около 50 м. Они перекрываются следующей последовательностью:

5. Серые и желтовато-серые средне- и крупноплитчатые горизонтально-слоистые доломиты; на отдельных интервалах в них наблюдаются *molar-tooth structures*<sup>1</sup>. Около 40–45.

6. Среднеплитчатые серые доломиты с редкими постройками миньярий. 30–35.

7. Закрыто. 15–20.

8. Доломиты среднеплитчатые серые и темно-серые с тонкой горизонтальной слоистостью, стяжениями кремней и многочисленными прослоями интракластитов (мощность 7–15 см, интервал встречаемости 0.3–1.5 м). 80.

9. Интракластиты с прослоями (10–25 см) горизонтально- и волнистослоистых доломитов. 70.

10. Среднеплитчатые темно-серые доломиты с тонкой горизонтальной и микробинально-слоистой текстурой, стяжениями кремней и интракластитами. До 50.

11. Среднеплитчатые серые доломиты со стяжениями кремней. 75–80.

При сопоставлении данного разреза с предшествующим в нем намечается ряд толщ, имеющих сходный состав и последовательность. Так, пачки 2–4 соответствуют пачке 8 (доломиты с конофитонами) разреза у юго-западного подножья горы Сибентюк; пачка 5 аналогична пачкам 9 и 10, а доломиты с миньярскими (пачка 6) – пачкам 11–13.

<sup>1</sup> Под *molar-tooth structures* мною понимаются текстуры, образованные в доломитах сетью разнообразных по размерам и форме трещин, сложенных светло-серым мелко- и среднезернистым минералом доломитом и ориентированных субпараллельно и/или субнормально к напластованию.

В вышележащей части миньярской свиты в разрезе выше устья руч. Бала-Елга существенную роль играют прослой интракластитов, что в целом не типично как для описанных выше разрезов, так и для других разрезов данного уровня в бассейне р. Зилим.

Примерно в 750–1000 м к северу, по самому руч. Бала-Елга, можно видеть только фрагменты описанных выше терригенных и карбонатных толщ (рис. 3, V). Данный разрез отличает небольшая мощность верхнеинзерской подсвиты; карбонатная пачка в ее составе здесь, по всей видимости, отсутствует или не обнажена.

По руч. Аксатыр, впадающему в р. Зилим в 2.5 км к северу от устья руч. Бала-Елга, также можно видеть фрагменты разрезов верхней части катавской, инзерской и миньярской свит (рис. 3, VI). Здесь достаточно хорошо распознаются нижняя и верхняя силикокластические и средняя карбонатная толщи верхнеинзерской подсвиты.

В окрестностях бывшего хут. Культамак разрез тангаурской подсерии можно видеть по руч. Карамола и в широтной излучине р. Зилим выше устья указанного ручья (рис. 3, VII). В долине ручья Карамола в 1–1.5 км выше его устья наблюдаются редкие коренные выходы струйчатых известняков катавской свиты (пачки 1 и 2, суммарная мощность около 40 м), восточнее вскрыты породы подинзерских слоев – темно-серые средне- и тонкоплитчатые массивные или неяснополосчатые известняки (пачка 3, мощность около 240–250 м), известняки со столбчатыми строматолитами и тонкоплитчатые тонкозернистые известняки; они же прослеживаются и на левом берегу р. Зилим примерно в 200–250 м выше устья руч. Карамола. Затем обнажены (мощность, м).

6. Известняки с биогермами желваково-столбчатых строматолитов и постройками гимносоленов (высота до 0.5–0.7 м, максимальный диаметр 1.5–2 м). 15–20.

7. Тонкоплитчатые серые и темно-серые пелитоморфно-тонкозернистые известняки. 10.

8. Известняки со столбчатыми строматолитами. Около 20.

9. Серые тонко- и среднеплитчатые тонкозернистые известняки. 18.

10. Известняки со столбчатыми строматолитами. 12–15.

В составе подинзерских слоев здесь впервые отчетливо обособляется толща строматолитовых известняков, имеющая мощность до 95 м. Выше наблюдаются:

Верхнеинзерская подсвита

11. Песчаники мелкозернистые среднеплитчатые буровато-серые. Видимая мощность 1.5–2.

12. Закрыто. 90–100.

13. Алевролиты крупнозернистые буровато-желтые с тонкой горизонтальной и пологоволнистой слоистостью и маломощными пакетами чередования алевролитов и аргиллитов. 50.

14. Закрыто. 20.

15. Пачка переслаивания крупно- и мелкозернистых алевролитов. До 5.

16. Закрыто. 65–70<sup>2</sup>.

Миньярская свита

17. Доломиты со строматолитами *Conophyton milogradovici*, перекрывающиеся в верхней части микробально-слоистыми доломитами (1.5–2 м). 7–10.

18. Доломиты серые среднеплитчатые тонко-, горизонтальнослоистые, среди которых присутствуют сахаровидные разности с тонкой перистой косой слоистостью. 75–80.

19. Доломиты массивного и узловатого облика с ясно выраженными строматолитами. 20–25.

20. Доломиты серые с неясной горизонтальной слоистостью, стяжениями кремней и плохо выраженными строматолитами. 80.

21. Доломиты тонко-, горизонтальнослоистые с многочисленными прослоями (мощность 5–15 см, интервал встречаемости 0.8–1.5 м) интракластивов. 35.

22. Среднеплитчатые серые доломиты с кремнями. 30.

23. Доломиты грубоплитчатые массивные или неяснослоистые с кремнями. Около 70.

24. Доломиты со строматолитами *Heterostylia ziliica* Raab. et Philatov. Порядка 2.

На породах пачки 24 залегают силикокластические отложения укской свиты. Достоинством данного разреза является то, что в нем миньярская свита имеет полный объем. В ее строении снизу вверх представлены все те подразделения, что намечены для данного уровня тангаурской подсерии при рассмотрении разрезов по ручьям Зайныш, Бала-Елга, Аксатыр и в окрестностях горы Сибентюк, а именно: толща доломитов с конофитонами (пачка 17), толща плитчатых доломитов (пачка 18), толща грубо- и разноплитчатых доломитов с миньяриями (пачка 20). Состав и строение вышележащих уровней свиты напоминают ее строение в разрезе по р. Зилим выше устья руч. Бала-Елга. Венчается миньярская свита хорошо узнаваемой толщей средне- и грубоплитчатых доломитов с кремнями.

В этом же районе можно видеть еще один разрез подсерии. Вверх от устья руч. Манайли, правого притока р. Зилим, в скалах высотой 30–40 м обнажены (рис. 3, VIII):

Нижнеинзерская подсвита

1. Грубоплитчатые массивные серые пелитоморфно-тонкозернистые известняки. 5.

2. Известняки горизонтальнослоистые с прослоями косослоистых разностей; на отдельных интервалах в известняках присутствуют *molar-tooth structures*. 10.

3. Серые среднеплитчатые тонкозернистые известняки. 8.

4. Желтовато-серые пелитоморфные фарфоровидные известняки. 3.

<sup>2</sup> Исходя из характера обнаженности, можно предполагать, что карбонатная толща верхнеинзерской подсерии в рассматриваемом разрезе скорее всего не обнажена.

5. Серые среднеплитчатые неяснослоистые известняки. 7.

6. Светло-серые пелитоморфные фарфоровидные известняки. 2.

7. Среднеплитчатые тонко-, горизонтальнослоистые известняки с гимносолемами. 12.

8. Закрыто. 15.

9. Крупноплитчатые известняки со строматолитами плохой сохранности. 20.

10. Закрыто. 5.

11. Светло-серые среднеплитчатые известняки со строматолитами плохой сохранности и *molar-tooth structures*. 4–5.

Верхнеинзерская подсвита

12. Тонкоплитчатые алевролиты (высыпки). Около 15–20.

13. Алевролиты тонкоплитчатые буровато-серые. 10.

14. Закрыто (в виде высыпок присутствуют алевролиты и глинистые сланцы). Порядка 10.

15. Среднеплитчатые серые известняки неяснослоистые. 30.

16. Известняки со столбчатыми строматолитами плохой сохранности. 12.

17. Песчаники мелкозернистые буровато-серые тонкоплитчатые. 5–7.

18. Закрыто (на склоне можно видеть обломки пестроцветных алевролитов и песчаников). 85–95.

В данном разрезе пачки 12 и 13 и следующий за ними закрытый интервал принадлежат нижней, пачки 15 и 16 образуют среднюю, а пачка 17 и вышележащий необнаженный интервал – верхнюю толщу верхнеинзерской подсерии.

Миньярская свита

19. Доломиты с конофитонами. 10–12.

20. Доломиты среднеплитчатые горизонтально- и микробально-слоистые. 85.

21. Грубоплитчатые доломиты со столбчатыми строматолитами плохой сохранности. 80–85.

22. Средне- и тонкоплитчатые массивные и тонко-, горизонтальнослоистые доломиты с редкими пластинами доломитов со столбчатыми строматолитами. До 100.

23. Средне- и грубоплитчатые доломиты со стяжениями кремней. Более 90.

Примерно в 3–4 км выше д. Толпарово в широтной излучине р. Зилим в серии живописных отвесных скал на правом и левом бортах долины представлены вишнево-красные глинистые и желтовато-серые струйчатые известняки катавской свиты (рис. 3, IX). Среди последних в самой верхней части присутствуют редкие прослои черных афанитовых известняков (мощность их не превышает нескольких десятков сантиметров), весьма сходных с залегающими выше темно-серыми тонко- и среднеплитчатыми пелитоморфно-тонкозернистыми известняками подинзерских слоев (пачки 2–4). Мощностью собственно подинзерских слоев составляет здесь примерно 200 м. Их наиболее характерная особенность – присутствие на поверхностях напластования пород многочисленных хорошо выраженных знаков симмет-



Рис. 4. Фитогенные известняки верхней части подинзерских слоев инзерской свиты с отчетливо выраженными трещинами усыхания, пересекающими столбики строматолитов. Разрез по левому берегу р. Зилим в 1–1.2 км выше устья р. Малый Толпар (№ X на рис. 2).

ричной ряби волнения различных типов. В верхней части подинзерских слоев наблюдается примерно 50-метровая пачка известняков, в которой доминируют гимносолены, а ближе к кровле появляются пармитесы и мелкие аспериоморфные кустистые строматолиты (полевое определение В.Н. Сергеева, 1999 г.) (пачка 5). Она достаточно хорошо коррелируется со строматолитовыми известняками в верхней части нижнеинзерской подсвиты (пачки 4–10), известными в разрезе по руч. Карамола. Слои с постройками строматолитов, имеющие мощность 20–30 см, часто разделены здесь тонкими пропластками (1–2 см) ожелезненных глинистых известняков и/или мергелей (?), что указывает на существенную прерывистость процессов накопления карбонатного материала, а малоамплитудные эрозионные поверхности, по-видимому, свидетельствуют о периодической субаэральной экспозиции осадков. Строматолитовые известняки подинзерских слоев перекрываются в данном разрезе

по резкому отчетливому контакту мелкозернистыми буровато-серыми тонко-, горизонтально-слоистыми песчаниками (пачка 6, ~2 м); на верхней поверхности известняков, непосредственно ниже песчаников, наблюдаются трещины усыхания (рис. 4). Сами известняки интенсивно ожелезнены; верхние части столбиков строматолитов срезаны по отчетливой ровной линии. По левому берегу р. Зилим непосредственно выше д. Толпарово В.И. Козловым (1982) описан следующий разрез подинзерских слоев (рис. 3, XI).

1. Известняки плитчатые черные и желтовато-серые. 6.
2. Известняки плитчатые серые и темно-серые. 74.
3. Известняки плитчатые неравномернослоистые. 50.
4. Известняки со строматолитами. 13.
5. Известняки темно-серые, серые и светло-серые. 23.
6. Известняки серые. 60.
7. Известняки со столбчатыми строматолитами. 22.

На поверхностях напластования известняков здесь также наблюдаются знаки ряби. Выше по течению на правом борту долины Зилима, после небольшого закрытого интервала (около 40–50 м по мощности), наблюдаются мелкозернистые тонкоплитчатые песчаники и алевролиты верхнеинзерской подсвиты (пачка 9, 20–25 м). Затем закрыто около 120–130 м по мощности и разрез наращивается почти до устья р. Мал. Толпар:

#### Миньярская свита (мощность, м)

11. Серые среднеплитчатые горизонтально-слоистые доломиты. 80.
12. Грубоплитчатые доломиты с крупными биогермами миньярий, разделенные прослоями тонкоплитчатых разностей. Около 90–100.
13. Закрыто. До 130.
14. Доломиты серые среднеплитчатые горизонтально-слоистые. 10.
15. Закрыто. 60.
16. Средне- и крупноплитчатые доломиты с прослоями строматолитовых разностей. 10–15.
17. Закрыто. До 50.
18. Доломиты крупно- и грубоплитчатые массивные или неясно-горизонтально-слоистые. 40.
19. Неравномерное чередование тонкоплитчатых доломитовых алевролитов и мелкозернистых песчаников<sup>3</sup> с грубоплитчатыми доломитами, содержащими постройку гимносоленов. Около 55.
20. Среднеплитчатые серые тонко- и среднезернистые доломиты неотчетливослоистые. ~40.

Приведенное здесь, как и все предыдущие, описание характеризует только самое грубое членение разреза на те или иные пачки. Внутреннее строение конкретных пачек существенно сложнее, примером чего является приводимая на рисунке 5 колонка 11-метрового интервала пачки 19,

<sup>3</sup> Доломитовые алевролиты и песчаники здесь – породы, сложенные более чем на 50% доломитовыми частицами алевролитовой и песчаной размерности; в англоязычной литературе это долсилиты и доларениты.

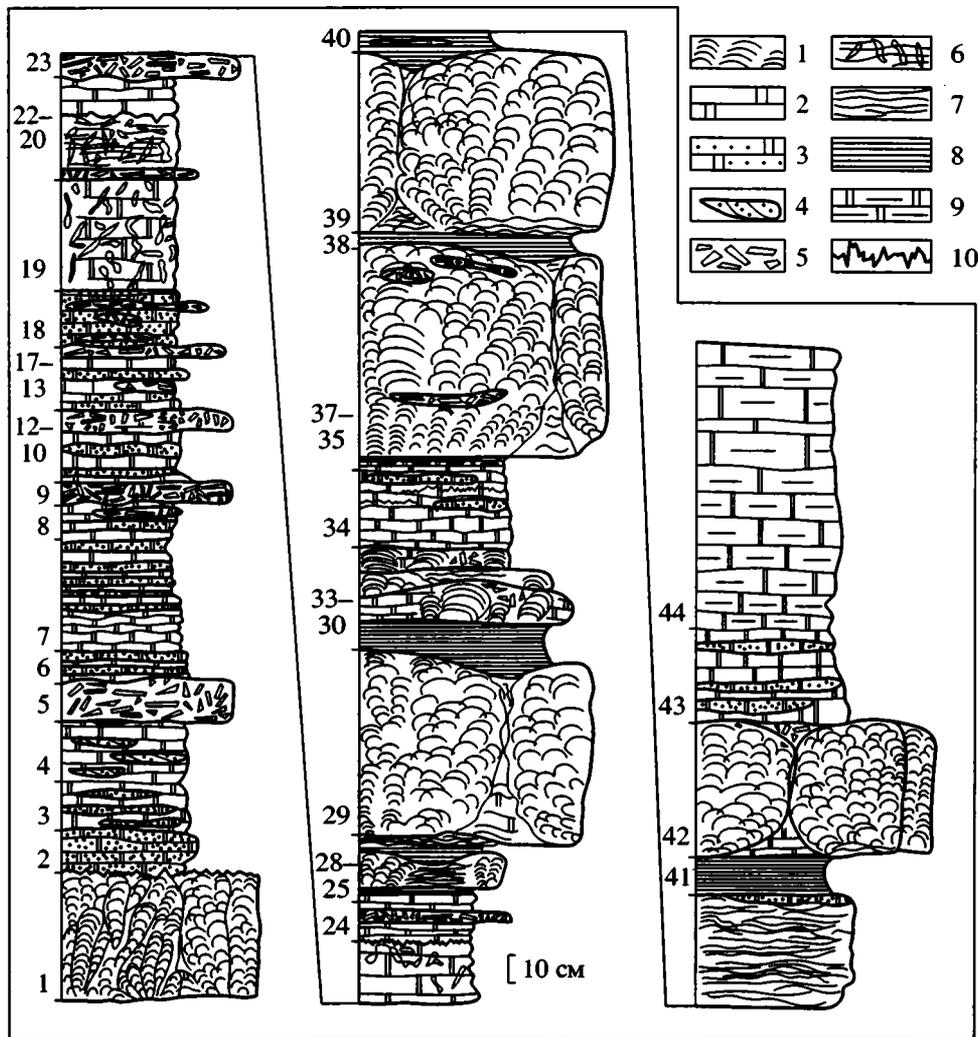


Рис. 5. Микростроение фрагмента пачки 19 из разреза миньярской свиты по правому борту р. Зилим несколько ниже устья р. Малый Толпар (№ XI на рис. 2).

1 – доломиты со столбчатыми строматолитами; 2 – тонко- и среднезернистые доломиты; 3 – доломитовые песчаники; 4 – пологокослоистые доломитовые песчаники; 5 – плоскообломочные синседиментационные брекчии доломитов; 6 – доломиты с molar-tooth structures; 7 – микробиально-слоистые разности доломитов; 8 – глинистые сланцы; 9 – глинистые доломиты; 10 – стилолитовые швы. Цифрами обозначены индивидуальные пласты различных литотипов.

в котором наряду с доломитами со столбчатыми строматолитами присутствуют тонко-, горизонтально-слоистые тонко- и среднезернистые доломиты, прослой доломитовых песчаников и алевролитов, интракластиты, микробиально-слоистые доломиты, глинистые и карбонатно-глинистые сланцы, а также доломиты с molar-tooth structures.

Примерно в 0.8–1 км ниже д. Толпарово на обоих бортах долины р. Зилим вскрыт еще один разрез тангаурской подсерии (рис. 3, XII). Переход между красноцветными глинистыми известняками катавской свиты и сероцветными известняками подинзерских слоев маркируется здесь хорошо выраженной на левом борту долины переходной пачкой. Снизу вверх в ее составе количество сероцветных прослоев известняков постепенно растет; на правом борту они уже существенно преобладают над крас-

ноцветными разностями. В разрезе подинзерских слоев здесь выделяются три пачки. Наибольшая из них по мощности (~150–160 м), нижняя, представлена тонко- и среднеплитчатыми массивными и/или тонкослоистыми темно-серыми пелитоморфно-тонкослоистыми известняками преимущественно с ровными поверхностями напластования. В верхней ее части появляются прослой интракластитов с субпараллельной и иногда веерообразной ориентировкой обломков. Средняя пачка (~80 м) складывается тонкоплитчатыми темноокрашенными пелитоморфными известняками с прослоями интракластитов, имеющими мощность до 10–12 см. На поверхностях напластования известняков наблюдаются многочисленные, хорошо отпрепарированные современной эрозией, симметричные знаки ряби волнения. Наряду с обычной по разме-

рам рябью, расстояние между рифелями которой составляет от 5 до 7–8 см, присутствует также микрорябь (*millimetre ripples*), покрывающая участки поверхностей напластования в несколько квадратных дециметров, мозаично чередующиеся с ровными участками. В перпендикулярных к напластованию сечениях знаки ряби дают, как правило, хорошо выраженную волнистую слоистость, подчеркнутую тончайшими глинистыми и глинисто-карбонатными пленками. Примечательно, что какие-либо вариации зернистости известняков ниже и выше этих пленок не наблюдаются и сохранение знаков ряби и волнистой слоистости, по-видимому, целиком обязано присутствию указанных выше пленок. Сказанное позволяет предполагать, что существенную роль в сохранении в составе данной достаточно однородной и монотонной пачки знаков ряби и волнистой слоистости играли процессы микробальной стабилизации осадков, примерно так как это описано для надсерии Белт (*Schieber, 1999*). Для карбонатных пород нижней и средней пачек характерно также присутствие многочисленных *molar-tooth structures*. Верхняя пачка (мощность 50 м) объединяет темно- и буровато-серые неотчетливо полосчатые тонко- и среднезернистые известняки с широко развитыми *molar-tooth structures*. В средней ее части присутствуют крупные биогермы гимнослоенов. В пределах восточной полосы, отвечающей западному крылу Бакеевской синклинали, степень обнаженности пород рассматриваемого нами интервала заметно хуже. Наиболее полным здесь является только разрез подсерии в д. Бакеево (рис. 6, I):

#### Нижнеинзерская подсвита

4. Темно-серые пелитоморфно-тонкозернистые тонко- и среднеплитчатые горизонтальнослоистые или массивные известняки. До 90.

5. Темно-серые микробально-слоистые тонкоплитчатые известняки. 3.

6. Закрыто (по ходу – обломки темно-серых плитчатых и строматолитовых известняков). До 70.

#### Верхнеинзерская подсвита

7. Разрозненные коренные выходы, свалы и высыпки мелко- и среднезернистых светло- и буровато-серых песчаников с глауконитом. Около 45.

8. Редкие коренные выходы косо- и волнистослоистых мелкозернистых глауконитсодержащих песчаников, алевролитов и пестроцветных аргиллитов. Примерно 120.

9. Неравномерное переслаивание зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и редко – известняков с пластово-желваковыми и столбчатыми строматолитами и обломочных их разностей. 40–45.

#### Миньярская свита

10. Светло-серые среднезернистые доломиты с конофитонами в нижней части пачки. 40.

11. Светло-серые среднезернистые тонко-, горизонтальнослоистые доломиты. 70–75.

12. Светло-серые мелко- и среднезернистые доломиты с миньярскими. Около 15–17.

13. Разрозненные коренные выходы, свалы и высыпки мелкозернистых песчаников и алевролитов с известковым цементом. 3–10 (?).

14. Неравномерное чередование светло-серых крупноплитчатых доломитов с биогермами столбчатых строматолитов (высота до 1–1.2 м) и темно-серых тонко- и среднеплитчатых доломитов. 25.

15. Темно-серые тонко-, горизонтальнослоистые средне- и тонкоплитчатые доломиты. 10.

16. Светло-серые среднезернистые доломиты. 15.

17. Темно-серые тонко- и среднеплитчатые тонко-, горизонтальнослоистые доломиты. 15–17.

18. Грубоплитчатые серые доломиты с реликтами столбчатых строматолитов. 30.

19. Плитчатые темно-серые и серые неяснослоистые доломиты. Около 35–40.

20. Светло-серые с голубоватым оттенком мелкозернистые доломиты с прослоями интракластитов и стяжениями кремней. Порядка 80–85.

21. Серые среднеплитчатые мелкозернистые доломиты с кремнями. 30.

22. Темно-серые средне- и тонкоплитчатые доломиты с прослоями интракластитов и стяжениями кремней. 5–7.

23. Мелкозернистые серые и светло-серые доломиты с кремнями; на отдельных интервалах в доломитах наблюдаются биогермы столбчатых строматолитов. Более 130.

Выше вскрываются силикокластические образования нижеуекской подсвиты. В составе миньярской свиты в данном разрезе мы видим те же толщи, что прослеживаются в других разрезах свиты в пределах западной полосы. Это толща доломитов с конофитонами (низы пачки 10), толща плитчатых мелко- и среднезернистых доломитов (середина и верхи пачки 10 и пачка 11), достаточно сложно построенная толща доломитов с миньярскими (пачки 12–18), толща доломитов с кремнями и прослоями интракластитов (пачки 19–22) и, наконец, доломиты с кремнями и редкими постройками столбчатых строматолитов. Южнее д. Бакеево, в разрезе по руч. Аютапкан, миньярская свита имеет, по данным М.Е. Раабен (1985), следующее строение (рис. 6).

1. Светло-серые доломитизированные известняки. 14.

2. Доломитизированные известняки со строматолитами *Sonophyton miloradovici*. 11.

3. Серые и темно-серые тонко-, горизонтальнослоистые доломиты со строматолитами *Tungussia perforata* и *Parmites nubilosus* и стяжениями кремней. До 250.

4. Серые массивные доломиты с несколькими уровнями развития миньярий. 60.

5. Разноплитчатые доломиты со стяжениями кремней. До 280–300.

6. Светло-серые плитчатые доломиты. 50–60.

К востоку от хут. Культамак по руч. Манайли, выше устья руч. Смаил можно видеть еще один фрагмент разреза миньярской свиты (рис. 6):

1. Грубоплитчатые доломиты с конофитонами плохой сохранности. 10–12.

2. Микробально-слоистые доломиты. 7–8.

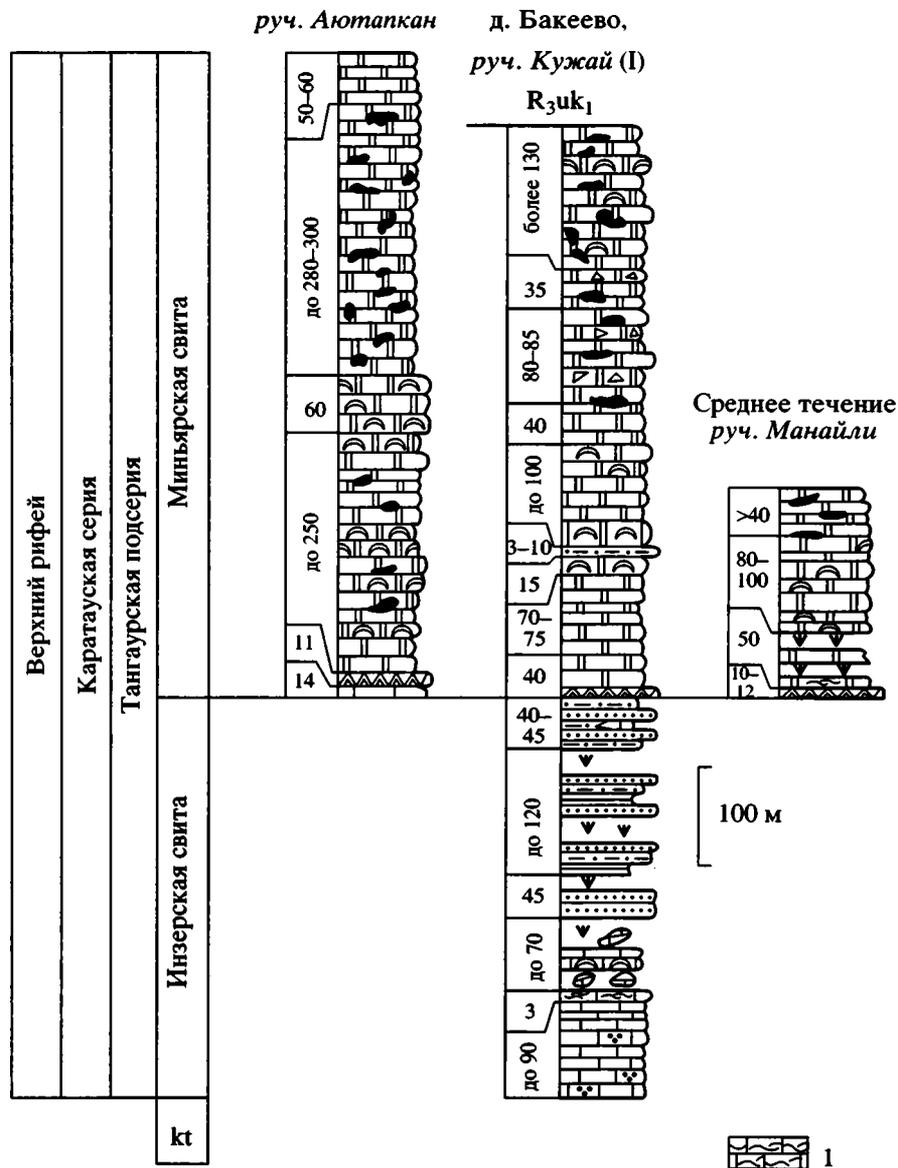


Рис. 6. Строение разрезов тангаурской подсерии в пределах западного крыла Бакеевской синклинали (разрез по руч. Кужай в д. Бакеево соответствует № 1 на рис. 2).

кт – катавская свита. Мощности некоторых пачек в ряде колонок не соответствуют линейному масштабу по техническим причинам.

1 – микробиально-слоистые известняки. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3.

3. Закрыто. До 15.

4. Средне- и грубоплитчатые доломиты с тонкой горизонтальной слоистостью. 15–20.

5. Закрыто. Около 12–15.

6. Чередование средне- и грубоплитчатых мелко- и среднезернистых доломитов и стоматолитовых их разновидностей. До 80–100.

7. Доломиты среднезернистые средне- и крупноплитчатые с кремнями. Более 40.

Миньярская последовательность и здесь начинается с конофитового пласта, выше которого обнажена толща плитчатых доломитов (пачки 3–5), перекрывающаяся толщей доломитов со стро-

матолитами. Примечательно, однако, что мощность второй из указанных толщ снижается с юга на север с почти 250 до 45–50 м.

### ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ

Анализ описанных выше разрезов показывает, что в бассейне среднего течения р. Зилим на западном крыле Зилимской синклинали в составе тангаурской подсерии более или менее уверенно может быть выделен ряд литостратиграфических подразделений: 1) подинзерские слои инзерской

свиты (нижнеинзерская подсвита); 2) нижняя силикокластическая толща верхнеинзерской подсвиты; 3) карбонатная толща верхнеинзерской подсвиты со строматолитами; в работе (Стратотип рифея..., 1983) эта толща описывалась как миньская толща миньярской свиты; 4) верхняя силикокластическая толща верхнеинзерской подсвиты; 5) толща доломитов с конофитонами (суходольская или аджигардакская связка, здесь и далее названия связок даны по материалам М.Е. Раабен (1985; Стратотип рифея..., 1983); 6) толща плитчатых доломитов, залегающих между уровнями массового развития конофитонов и миньярий (кужайская связка); 7) доломиты с миньяриями (балаевская связка); и 8) сложнопостроенная толща плитчатых и строматолитовых доломитов с прослоями интракластитов и стяжениями кремней (шубинская связка). Внимательное рассмотрение особенностей строения разрезов, состава и фациальной изменчивости тангаурской подсерии в западной и восточной полосах ее развития в бассейне р. Зилим позволяет уловить не только их подобие, но и выявить ряд отличий. Ниже рассмотрены лишь некоторые из них.

*Подинзерские слои* представлены в большинстве разрезов западного крыла Зилимской синклинали преимущественно тонкоплитчатыми тонко-, горизонтальнослоистыми пелитоморфно-тонкозернистыми известняками серого и темно-серого цвета (аналогичное строение они имеют и на западном крыле Бакеевской синклинали). К северу от широты руч. Карамола в их верхней части выделяется 60–70-метровая толща фитогенных и плитчатых известняков; в разрезах, расположенных южнее (кроме разреза по руч. Зайныш), она, вероятно, отсутствует. Общая мощность подинзерских слоев имеет тенденцию к некоторому увеличению с юга на север – от примерно 220–230 м в разрезе по руч. Зайныш до 270–280 м в окрестностях хут. Культамак и д. Толпарово. Максимальной мощности, около 320–330 м, подинзерские слои достигают в разрезе по руч. Карамола, тогда как мощность тонкоплитчатых известняков примерно одинакова на всей рассматриваемой территории и составляет около 230–250 м.

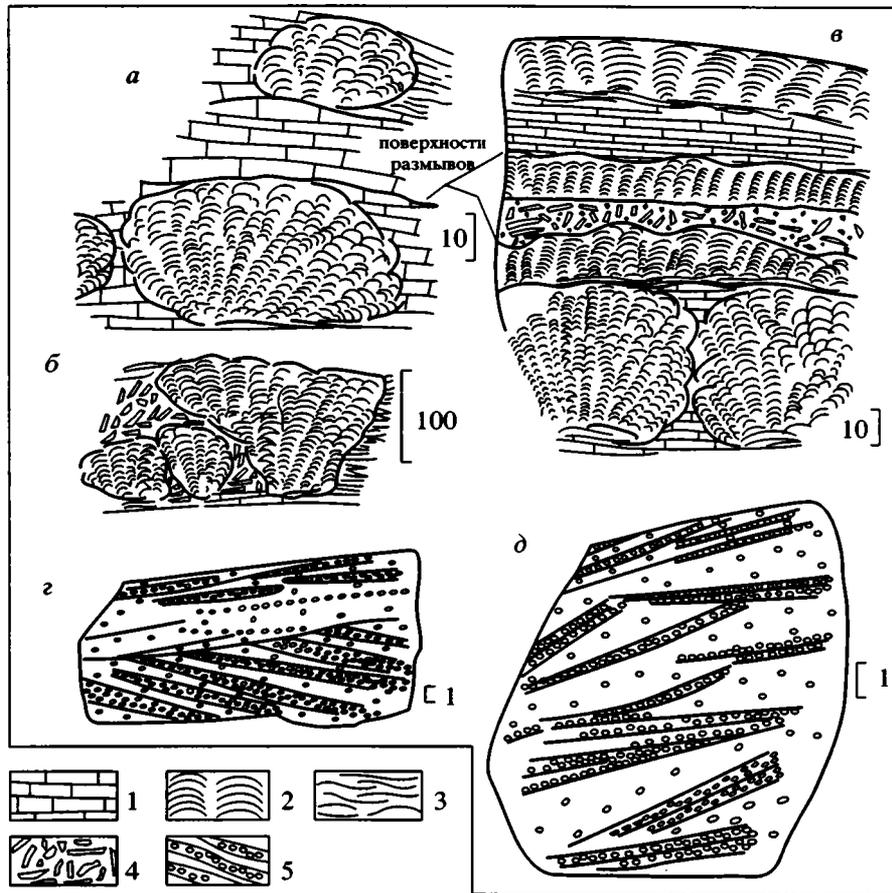
Из приведенных выше описаний разрезов подинзерских слоев очевидно, что в пределах западной полосы они могут быть разделены на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя толща в южной и центральной частях рассматриваемой нами территории (от широты руч. Зайныш до широты руч. Карамола) представлена пелитоморфно-тонкозернистыми тонко-, неотчетливо, горизонтальнослоистыми известняками, формирование которых происходило за счет чистых известковых илов накапливавшихся в спокойных обстановках ниже базиса действия штормовых волн. В окрестностях д. Толпарово заметную роль в средней части данной толщи получают волнистосло-

истые известняки и известняки со знаками ряби, среди которых иногда присутствуют прослои интракластитов. Это показывает, что характерные для южной и центральной частей западной полосы тиховодные известковые осадки к середине времени накопления нижней толщи подинзерских слоев в северных районах постепенно сменились относительно менее глубоководными образованиями, накопление которых имело место в ряде случаев выше уровня штормового волнения, но преимущественно происходило выше базиса обычного волнения. Можно считать, что обстановки седиментации начала инзерского времени (время накопления нижней толщи подинзерских слоев) на всей изученной части бассейна были в значительной степени однообразными.

Верхняя толща подинзерских слоев имеет в пределах западной полосы неповсеместное развитие. В ее сложении принимают участие пелитоморфные и пелитоморфно-тонкозернистые плитчатые известняки, микрофитолитовые их разновидности (в последних иногда наблюдается мелкоаппортная косая одно- и разнонаправленная слоистость) и известняки со столбчатыми строматолитами (рис. 7). В ряде разрезов в разделяющих постройки строматолитов плитчатых известняках фиксируются отчетливо выраженные эрозионные поверхности, наблюдаются линзы и прослои интракластитов и, иногда, хорошо выраженные трещины усыхания. Все это указывает, по-видимому, на существенное обмеление во время накопления данной толщи, по крайней мере, северной части области седиментации и эпизодическую субаэральную экспозицию осадков. Представляется весьма вероятным, что граница между нижней и верхней толщами подинзерских слоев имеет событийный характер и знаменует достаточно быстрый переход от преимущественно глубоководной карбонатной седиментации начала подинзерского (и, соответственно, тангаурского) времени на западной периферии современного Башкирского мегантиклинория к мелководным сублиторальным обстановкам его конца. В высшей степени интересным представляется и следующее из этого заключение, что граница между нижне- и верхнеинзерской подсвитами в ее современном понимании не является изохронной.

*Силикокластические и карбонатные отложения верхнеинзерской подсвиты* достаточно уверенно прослеживаются по всему западному крылу Зилимской синклинали. Суммарная их мощность заметно варьирует. Так, на юге рассматриваемой территории, в разрезе по руч. Зайныш, она составляет примерно 350–400 м, в окрестностях скалы Аккостяк, у устья руч. Бала-Елга, не превышает, по всей видимости, 120–130 м<sup>4</sup>, а у

<sup>4</sup> Возможно, это следствие существования здесь небольшого поперечного поднятия.



**Рис. 7.** Мелкомасштабная косая одно- и разнонаправленная слоистость в микрофитолитовых известняках и соотношение плитчатых тонко- и мелкозернистых известняков, строматолитовых их разностей и плоскообломочных карбонатных синседиментационных брекчий в разрезах подинзерских слоев инзерской свиты: *a* – разрез по р. Мал. Шишеняк; *б* – разрез по руч. Кужай; *в* – разрез по р. Зилим выше устья р. Мал. Толпар; *г* – разрез по руч. Карамола; *д* – окрестности горы Сибентюк.

1 – плитчатые тонко- и мелкокристаллические известняки; 2 – строматолитовые известняки; 3 – микробильно-слоистые известняки; 4 – плоскообломочные синседиментационные брекчии известняков; 5 – микрофитолитовые известняки. Масштаб в см.

д. Толпарово – 160–200 м. Общий облик пород, входящих в состав выделяемых в разрезах подсвиты нижней и верхней силикокластических толщ (тонкое чередование различных литотипов, присутствие во многих индивидуальных прослоях песчаников и алевролитов мелкомасштабной косой, косоволнистой, волнистой, штриховатой и других типов слоистости маркируемых часто зернами глауконита, наличие знаков ряби волнения и течения, слепков струй течения и других подошвенных текстур, первичной линейности течения и т.п.), свидетельствует о формировании их в обстановках мелководного шельфа выше базиса обычного волнения в условиях низкого положения уровня моря. Примерно в таких же обстановках формировались и отложения заключенной между ними карбонатной толщи. На это указывают такие их первичные особенности, как присутствие среди плитчатых известняков прослоев и линз микрофитолитовых разностей, пропластков

глинистых сланцев и небольших биогермов гимносоленов и пармитесов, разделенных маломощными прослоями интракластитов. Следует отметить, что карбонатная толща верхнеинзерской подсвиты в ряде разрезов западного крыла Зилимской синклинали может быть намечена только условно. В пределах западного крыла Бакеевской синклинали она отсутствует.

Следующим хорошо выраженным маркером в разрезе тангаурской подсерии является *толща доломитов с конофитонами* в основании миньярской свиты (аджигардакская толща или связка), прослеживаемая во всех, кроме разреза по р. Зилим ниже устья р. Малый Толпар, изученных нами пунктах. Появление ее, как уже отмечалось ранее М.Е. Раабен (1971, 1981, 1985) и И.Н. Крыловым (1983), могло быть связано со стабилизацией обстановок осадконакопления на значительной части территории современного Башкирского мегантиклинория. Отсутствие в ассоциа-

ции с конофитонами обломочных и косослоистых карбонатов и хорошая латеральная выдержанность всей толщи позволяют предполагать, что формирование исходных осадков происходило преимущественно в тиховодных обстановках. Основываясь на модели морфогенеза строматолитов, предложенной П.Ю. Петровым (1996), и данных, приведенных в работах (Hoffman, 1973; Grotzinger, 1989, 1990), отложения аджигардакской толщи, в составе которой преобладают столбчатые строматолиты с коническим типом арок (конофитоны), можно считать достаточно глубоководными образованиями, формировавшимися у нижней границы фотической зоны.

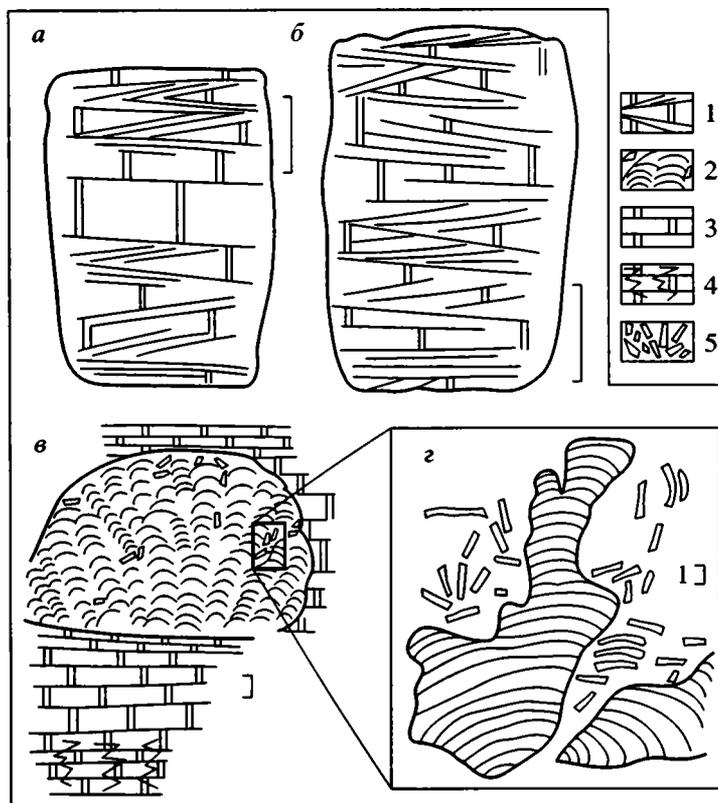
Залегающая выше в разрезе миньярской свиты *толща разноплитчатых доломитов* (кужайская связка М.Е. Раабен) имеет мощность от 50–60 до 90–100 м. Наблюдения за первичными текстурными особенностями слагающих ее пород, позволяют думать, что это умеренно глубоководные образования, накапливавшиеся, в основном, в спокойных гидродинамических обстановках ниже базиса действия обычного волнения. То, что иногда подобные условия осадконакопления могли нарушаться, и на формирование осадков оказывали влияние потоки волочения, свидетельствует нахождение на этом уровне в ряде разрезов доломитов с мелкомасштабной косою разнонаправленной слоистостью (рис. 8, а, б).

Следующие в разрезе, *толща доломитов с миньяриями* и перекрывающая ее *толща доломитов с интракластитами, кремнями и постройками строматолитов* представлены, по всей видимости, сложной ассоциацией отложений активных, умеренно активных и спокойных в гидродинамическом отношении зон бассейна. Мощность первой из них варьирует от 80 до примерно 100–120 м. Интересно, что в разрезе по руч. Кужай она вмещает и маломощную силикокластическую пачку, которая рассматривается многими как маркер подошвы так называемой бьянжской подсвиты миньярской свиты (Беккер, 1961; Козлов, 1982; Стратотип рифея..., 1983). Однако за исключением разреза по руч. Бала-Елга эта терригенная пачка нигде более в данном районе не наблюдается. Считается также, что для доломитов бьянжской подсвиты весьма характерно присутствие кремневых конкреций (Беккер, 1961; Козлов, 1982; Козлов и др., 1990; Стратиграфические схемы..., 1993). Анализ особенностей строения разрезов миньярской свиты в бассейне р. Зилим показывает, что это не так. Если выбрать в качестве отправной точки подошву пачки доломитов с конофитонами из основания миньярской свиты, то можно видеть, что в разрезах по ручьям Аютапкан, Карамола, в среднем течении Манайли и ряде других мест мощность интервала от нее до уровня первого появления кремней составляет порядка 120–140 м, тогда как, например, в разрезе

у горы Сибентюк его величина достигает примерно 360–380, а по руч. Зайныш – почти 400 м. В разрезе же по правому борту долины р. Зилим ниже устья р. Малый Толпар кремни отсутствуют и почти на 550 м выше подошвы свиты. Таким образом, очевидно, что использовать только присутствие в разрезах миньярской свиты кремней, как критерий для отнесения вмещающих их доломитов к бьянжской подсвите, нельзя. Нижняя граница их появления в разрезах свиты несомненно носит скользящий характер.

Присутствие в верхней части миньярской свиты в разрезах по руч. Зайныш, у горы Сибентюк и по руч. Бала-Елга среди плитчатых доломитов интракластитов указывает на формирование, по крайней мере, части из рассматриваемых отложений в достаточно высокоэнергетических обстановках, где происходило субсинхронное накопление взламывание сцементированных в раннем диагенезе карбонатных слоев. На заметную активность среды осадконакопления указывают наблюдающиеся здесь часто малоамплитудные размыты в постройках строматолитов (рис. 8, в, г и рис. 9, а, б, в), и/или во вмещающих их породах, постоянная ассоциация строматолитов и интракластитов, в которых часть фрагментов представлена обрывками строматолитовых наслоений.

С учетом всего сказанного выше в рамках общей модели развития позднерифейского седиментационного бассейна (Маслов, 1997б) может быть намечена следующая эволюция тангаурского палеобассейна на данной территории. Начало каратавия в пределах всего Башкирского мегантиклинория было ознаменовано крупной регрессией и формированием мощного силикокластического клина аллювиальных и аллювиально-дельтовых образований бирьянской подсвиты зильмердакской свиты. К середине зильмердакского времени регрессивная тенденция сменилась трансгрессивной и в бассейне возобладало накопление терригенных литоральных, сублиторальных и мелководно-морских ассоциаций (отложения лемезинской и бедерьшинской подсвит). В катавское время эта тенденция продолжилась – почти на всей территории мегантиклинория в условиях низкого уровня моря происходило накопление тонкозернистых красноцветных карбонатных илов с существенной примесью пелитовой силикокластики. Постоянное присутствие в западных разрезах катавской свиты среди карбонатного матрикса пелитового глинистого компонента указывает на расширение бассейна за счет прилегавших к нему относительно пенепленизированных водосборов. К началу инзерского времени (время накопления отложений подинзерских слоев) снос тонкой силикокластики с запада прекратился; по всей видимости, с этим рубежом связано начало существенного углубления бассейна. В самой верхней части ряда разрезов ката-



**Рис. 8.** Тонкая разнонаправленная косая и косоволнистая слоистость в мелкозернистых доломитах миньярской свиты в разрезе по руч. Карамола (*a* и *б*) и соотношение (*a* – общий вид, *б* – деталь строения) доломитов строматолитовых, мелко- и среднезернистых плитчатых, с molar-tooth structures и плоскообломочных синседиментационных доломитовых брекчий там же. Объяснение в тексте.

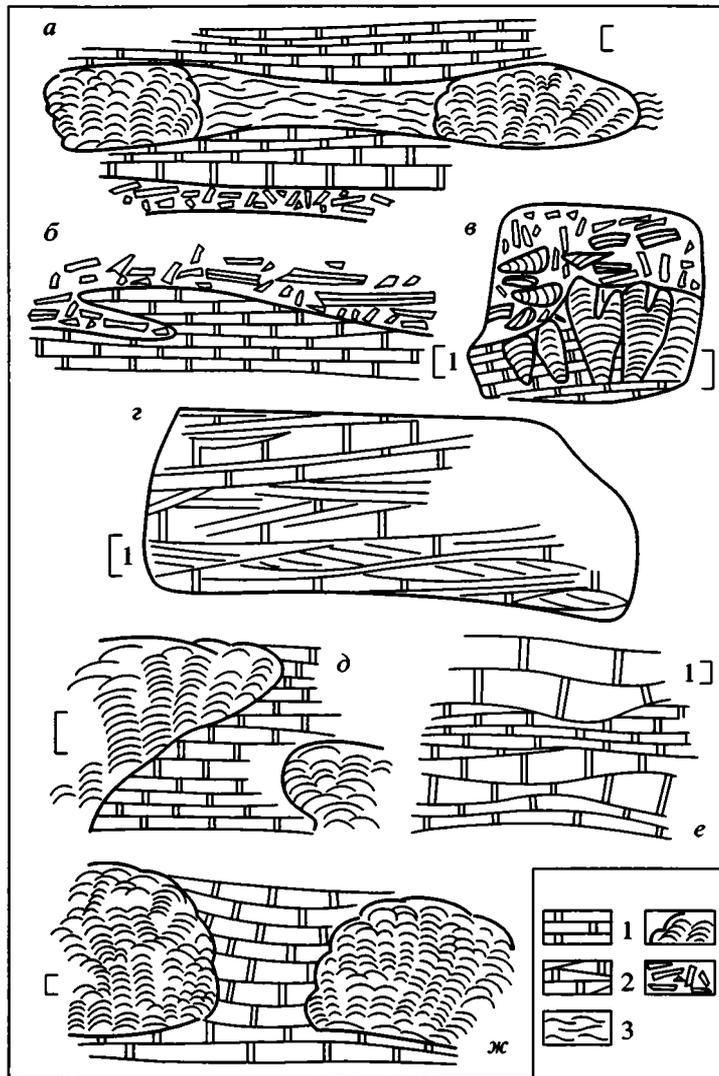
1 – доломиты с разнонаправленной косой слоистостью; 2 – строматолитовые доломиты; 3 – плитчатые мелко- и среднезернистые доломиты; 4 – доломиты с molar-tooth structures; 5 – плоскообломочные интракластовые доломитовые брекчии. Масштабная линейка, где это не указано особо – 10 см.

вской свиты (в окрестностях дд. Толпарово, Бакеево и др.) среди пестроцветных глинистых известняков появляются маломощные прослои темно-серых пелитоморфных известняков подинзерского типа, что указывает на постепенный переход между двумя данными литостратиграфическими подразделениями и свидетельствует о постепенном углублении бассейна; сама переходная пачка может рассматриваться в этом случае как отложения трансгрессивной фациальной системы.

По данным предшествующих литолого-фациальных и палеогеографических реконструкций (Маслов, 1986б, 1987, 1988), преимущественным развитием в бассейне седиментации инзерского времени пользовались мелководно-морские силикокластические и карбонатные, в том числе фитогенные образования; подчиненную роль играли терригенные сублиторальные отложения. Последние были характерны исключительно для юго-восточных районов мегантиклинория (бассейн правых притоков р. Белой), тогда как первые слагают все известные разрезы инзерской свиты в его центральной части и на западном крыле. Для нача-

ла инзерского времени<sup>5</sup> на рассматриваемой территории реконструируются три крупные зоны – юго-восточная с накоплением силикокластических образований, находившихся под преимущественным влиянием сгонно-нагонных течений, центральная с преобладанием мелководно-морских терригенных отложений и западная, где накапливались преимущественно карбонатные осадки. В конце инзерского времени в западных и северо-западных районах мегантиклинория происходило накопление силикокластических и карбонатных мелководно-морских образований, а в центральных районах продолжалось формирование мелководных песчано-алевритоглинистых ассоциаций. На северо-востоке мегантиклинория господствовало накопление тонкозернистых терригенных илов, а на юго-востоке, наряду с сублиторальными отложениями сгонно-нагонной зоны, формирова-

<sup>5</sup> Под началом инзерского времени в данном случае мною понимается время, в течение которого на западе мегантиклинория имело место накопление карбонатных отложений подинзерских слоев, а в его центре – какой-то части мощной (до 800–1000 м) силикокластической последовательности.



**Рис. 9.** Текстурные особенности пород и характер взаимоотношений мелко- и среднезернистых плитчатых и строматолитовых доломитов, доларенитов, плоскообломочных синседиментационных доломитовых брекчий и микробально-слоистых доломитов в разрезах миньярской свиты: *а* – верхняя часть свиты, разрез по р. Зилим ниже устья руч. Зайныш; *б* – самые верхние уровни свиты, там же; *в* – разрез по руч. Манайли выше устья руч. Смайл; *г* – разрез по левому берегу р. Зилим юго-западнее горы Сибентюк; *д* – разрез по р. Зилим выше устья р. Мал. Толпар; *е* – бугорчатая (хатмочки) слоистость, разрез по руч. Зайныш; *ж* – разрез по левому берегу р. Зилим у горы Сибентюк.

1 – плитчатые доломиты; 2 – косослоистые доларениты; 3 – микробально-слоистые доломиты; 4 – строматолитовые доломиты; 5 – плоскообломочные интракластовые брекчии доломитов. Масштабная линейка там, где это не указано особо – 10 см.

лись и нормальные мелководно-морские образования. Фациальная пестрота отложений начального этапа развития инзерского палеобассейна к концу инзерского времени оказалась практически сnivelированной. Как же вписываются в указанную общую картину изложенные выше данные? В начале инзерского времени (если быть более точным, то подинзерского), соответствующему периоду накопления отложений нижней толщи подинзерских слоев, на юге и в центральной части рассматриваемой территории в спокойных обстановках ниже действия штормовых волн происходило формирование чистых известковых илов.

В северных районах в середине этой эпохи они сменялись относительно менее глубоководными образованиями, которые были подвержены влиянию как штормовой, так и волновой деятельности. Близкие значения мощности отложений нижней толщи подинзерских слоев на всей рассматриваемой территории и весьма большая степень унификации фациальных обстановок наводят на мысль об относительной синхронности кровли нижней толщи подинзерских слоев в бассейне р. Зилим. Переход в северной части рассматриваемой территории вверх по разрезу от тонкоплитчатых пелитоморфно-тонкозернистых известняков ни-

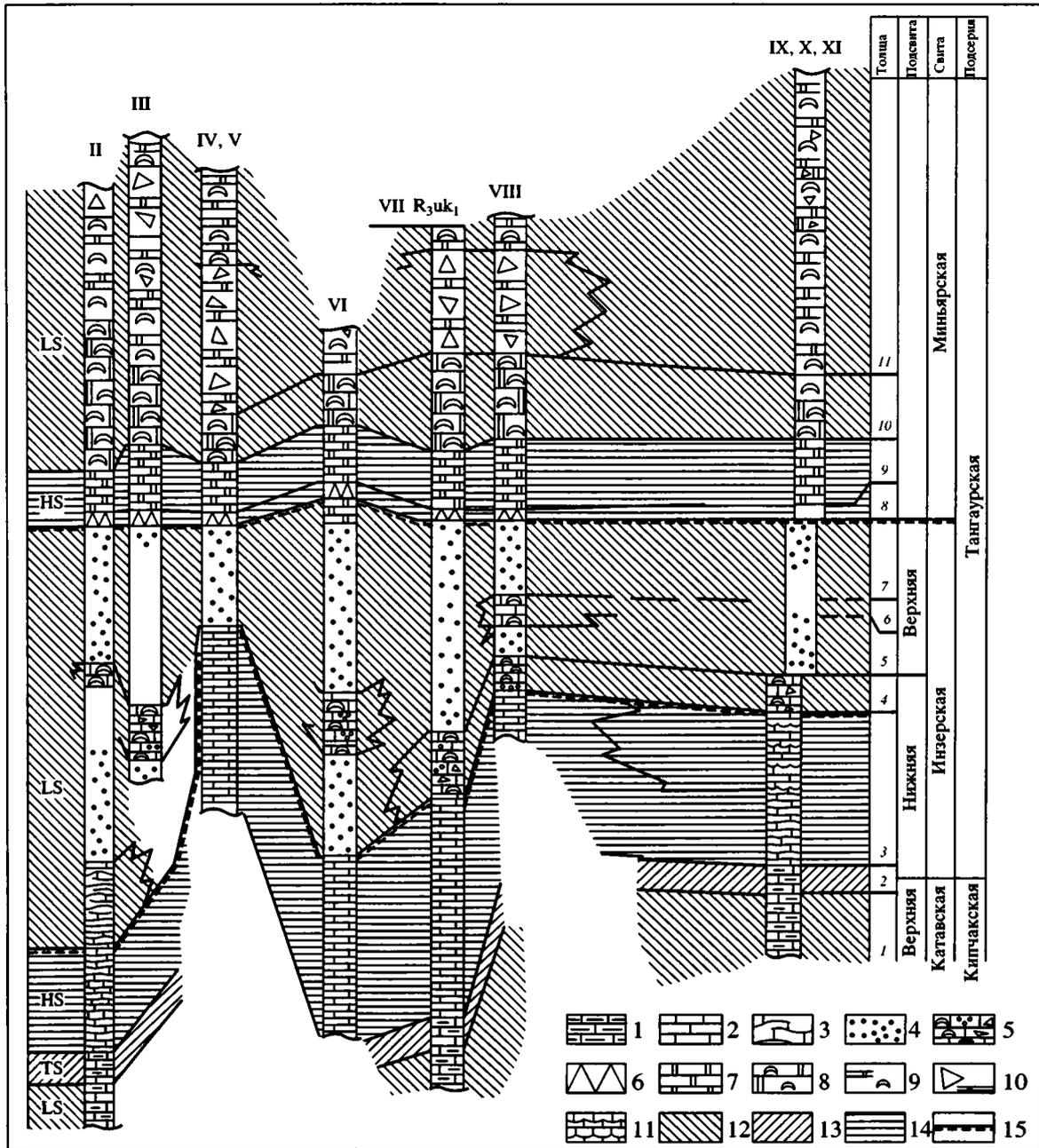


Рис. 10. Соотношение фациальных систем и общее развитие седиментационного бассейна середины позднего рифея.

1 – красно- и пестроцветные глинистые известняки; 2 – тонкоплитчатые тонко-, горизонтальнослоистые пелитоморфно-тонкозернистые известняки; 3 – микробинально-слоистые известняки; 4 – силикокластические образования; 5 – известняки со столбчатыми строматолитами, микрофитолитами и прослоями обломочных разностей и плоскообломочных брекчий; 6 – доломиты с конофитонами; 7 – тонко- и среднеплитчатые мелко- и среднезернистые доломиты с редкими строматолитами; 8 – крупно- и грубоплитчатые доломиты с миньяриями; 9 – плитчатые доломиты с многочисленными прослоями плоскообломочных брекчий и стяжениями кремней; 10 – плитчатые доломиты с постройками столбчатых строматолитов, прослоями обломочных их разностей и стяжениями кремней; 11 – плитчатые пелитоморфно-тонкозернистые известняки с горизонтальной и волнистой слоистостью и знаками ряби; 12–14 – фациальные системы отложений: 12 – низкого стояния уровня моря (LS); 13 – трансгрессивная (TS); 14 – высокого положения уровня моря (HS); 15 – событийная граница. 1–11 – индивидуальные толщи и пакки в разрезе тангаурской подсерии; 1 – верхняя толща верхнекатавской подсвиты; 2 – переходная пачка между катавской свитой и подинзерскими слоями; 3 – нижняя толща подинзерских слоев; 4 – верхняя толща подинзерских слоев; 5 – нижняя силикокластическая толща верхнеинзерской подсвиты; 6 – средняя карбонатная толща верхнеинзерской подсвиты; 7 – верхняя силикокластическая толща верхнеинзерской подсвиты; 8 – толща доломитов с конофитонами; 9 – толща плитчатых доломитов выше доломитов с конофитонами, но ниже уровня массового развития миньярий; 10 – толща доломитов с миньяриями; 11 – толща плитчатых и строматолитовых доломитов с прослоями плоскообломочных доломитовых брекчий и стяжениями кремней. II–XI – изученные разрезы, положение и привязки их см. на рис. 2 и 3.

жней толщи подинзерских слоев к строматолитовым, микрофитолитовым, обломочным и пелитоморфным известнякам, а в центральной и южной – силикокластическим образованиям нижних уровней верхнеинзерской подсвиты, накапливавшимся в мелководных обстановках выше базиса действия обычного волнения позволяет (в первом приближении) рассматривать границу нижней и верхней толщ подинзерских слоев как событийную, разделяющую системы высокого и низкого положения уровня моря, и отвечающую, предположительно, поверхности затопления.

Со следующим этапом в развитии тангаурского палеобассейна связано формирование в условиях низкого стояния уровня моря сложнопостроенного комплекса силикокластических и карбонатных отложений. В нижней его части в северных районах рассматриваемой нами территории присутствуют фитогенные, обломочные и плитчатые пелитоморфные известняки (верхняя толща подинзерских слоев); в центральной части территории и на юге они сменяются, по-видимому, глауконит-содержащими пачками переслаивания алевритов, мелкозернистых песчаников и аргиллитов, принадлежащими низам нижней силикокластической толщи верхнеинзерской подсвиты. Более высокие уровни данного комплекса (верхи нижней силикокластической толщи верхнеинзерской подсвиты) представлены только песчано-алевритоглинистыми и/или алеврито-глинистыми отложениями, формировавшимися выше уровня обычного волнения. Еще выше (уровень средней карбонатной толщи) мы вновь имеем дело, по всей видимости, с замещающими друг друга по латерали терригенными и карбонатными образованиями, накапливавшимися в мелководной части бассейна. Перекрывающие их силикокластические породы верхней толщи верхнеинзерской подсвиты по своим текстурно-структурным особенностям также являются мелководно-морскими отложениями.

В миньярское время на всей территории Башкирского мегантиклинория возобладала карбонатная седиментация. Аджигардакское время характеризовалось почти повсеместным формированием маломощной толщи доломитов с конофитонами и только на юго-востоке (бассейн правых притоков р. Белой) они замещались хемогенными разностями. В кужайское время накопление карбонатных осадков происходило в спокойных гидродинамических обстановках, вероятно, ниже базиса обычного волнения. Балаевское время характеризовалось формированием на севере мегантиклинория мощной толщи сублиторальных доломитов со столбчатыми строматолитами; в центральных и южных районах она замещалась сложно построенной последовательностью плитчатых и строматолитовых доломитов, накопление которых происходило, по всей видимости, в относительно более мелководных условиях

(рис. 9, г–ж). В шубинское время почти на всей территории мегантиклинория в мелководных или умеренно мелководных обстановках происходило формирование тонкослоистых доломитов; разности их со столбчатыми строматолитами имели в это время подчиненное значение.

Обратимся теперь вновь к анализу строения тангаурской подсерии. Несмотря на большое число известных здесь ее естественных разрезов, граница между инзерской и миньярской свитами наблюдается только в одном из них – по р. Зилим выше устья руч. Бала-Елга. Характер контакта между силикокластическими отложениями инзерской и карбонатными образованиями миньярской свит в рассматриваемом разрезе указывает, на мой взгляд, на отсутствие постепенного перехода между свитами. Доломиты с конофитонами, скорее всего, являются образованиями фазы высокого положения уровня моря (аргументацию см. выше), а граница инзерской и миньярской свит в таком случае имеет событийную природу. Между указанными подразделениями тангаурской подсерии возможно также существование перерыва, на что, исходя из ряда других соображений, указывала ранее М.Е. Раабен (1975, 1981). Достаточно высокая вероятность этого подтверждается и данными по изотопии углерода (Подковыров и др., 1998).

Более высокие уровни разреза миньярской свиты (толща доломитов с миньярскими и шубинская связка), по-видимому, представлены отложениями карбонатной платформы, формировавшимися в условиях низкого уровня моря. В качестве переходных к ним от более мелководных образований аджигардакской толщи могут выступать плитчатые горизонтальнослоистые доломиты с редкими постройками строматолитов, залегающие выше конофитоновой толщи. На примере разрезов тангаурской подсерии западного крыла Зилимской синклинали может быть намечена первая для рифейских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория реконструкция развития бассейна в терминах событийной стратиграфии (рис. 10). Общее число подобных работ для рифея Северной Евразии не достигает еще и десятка, среди них особый интерес представляют публикации по отложениям верхнего рифея Туруханского поднятия (Петров, Семихатов, 1997, 1998; Петров и др., 1995).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставляя разрезы тангаурской подсерии в бассейне среднего течения р. Зилим между собой, а также с разрезами данного уровня в прилегающих районах Башкирского мегантиклинория, можно видеть как значительную устойчивость их строения, так и определенную изменчивость вкрест и вдоль простирания данной структуры. Наиболее устойчивыми элементами подсерии, хорошо выра-

женными во всех без исключения ее разрезах, следует признать толщу с конофитонами в основании миньярской свиты и перекрывающую ее толщу доломитов до уровня с массовым появлением миньярий, а также нижнюю толщу подинзерских слоев, представленную почти исключительно пелитоморфно-тонкозернистыми известняками.

Венчающая подинзерские слои толща фитогенных, плитчатых и обломочных известняков, протягивающаяся в пределах западной полосы на расстоянии в 12–15 км на юг от окрестностей д. Толпарово, указывает на существенное обмеление области осадконакопления к концу раннеинзерского (подинзерского) времени. Присутствие на поверхности строматолитовых известняков, завершающих разрез верхней толщи подинзерских слоев выше устья р. Малый Толпар, трещин усыхания и следов размыва “stromatолитовых голов” позволяет предполагать и субаэральную экспозицию части бассейна.

Результаты анализа данных об условиях формирования нижней и верхней толщ подинзерских слоев свидетельствуют, что граница указанных толщ имеет, по всей видимости, событийную природу и связана со сменой отложений фациальной системы высокого положения уровня моря на силикокластические и карбонатные образования, накапливавшиеся в основном выше базиса действия обычного волнения. Из сказанного следует, что такое хорошо картируемое в пределах западного крыла Башкирского мегантиклинория подразделение тангаурской подсерии, как подинзерские слои, имело скользящий характер кровли.

Инзерская свита в пределах западной полосы своего распространения в бассейне среднего течения р. Зилим включает две карбонатные и две силикокластические толщи. Подобное ее строение характерно для всей внешней фациальной зоны Башкирского мегантиклинория – от южного окончания Алатауского антиклинория до окрестностей г. Миньяра на севере (Маслов, Крупенин, 1991; Подковыров и др., 1998); другими словами – оно выдержано с некоторыми вариациями вдоль регионального палеосклона. Напротив, с запада на восток, т.е. вкостр регионального палеосклона, строение инзерской свиты существенно меняется. Уже на западном крыле Бакеевской синклинали в составе свиты наблюдаются только нижняя карбонатная (подинзерские слои) и верхняя силикокластическая толщи, а в Инзерском синклинии между катавской свитой и толщей доломитов с конофитонами в основании миньярской свиты наблюдается только одна, но весьма мощная (до 800–1000 м), терригенная последовательность. Перекрывающая ее доломитовая последовательность, как и отложения подстилающей катавской свиты, имеют в целом то же строение, что и в бассейне среднего течения р. Зилим. Очевидно, что такие соотношения силикокластичес-

ких и карбонатных толщ не могут являться следствием пространственного сближения тектонических пластин с разными типами разрезов, как это полагалось ранее. Более разумным представляется предположение о поступлении основной массы обломочного материала в бассейн инзерского времени с востока или юго-востока, что привело к наблюдаемому в настоящее время соотношению крупных фациальных областей на территории Башкирского мегантиклинория (на востоке и юго-востоке – прибрежная область с накоплением сублиторальных силикокластических образований, в центре преобладание мелководно-морских терригенных отложений, тогда как на западе чередовались эпохи накопления карбонатных и терригенных осадков) (Маслов, 1986б, 1987, 1988).

Строение верхней части тангаурской подсерии в бассейне среднего течения р. Зилим достаточно однотипно. Формирование отложений средней и верхней частей миньярской свиты происходило, по всей видимости, на обширной карбонатной платформе в условиях варьировавшейся, но в целом активной динамики среды, преимущественно в сублиторальных обстановках в условиях низкого стояния уровня моря, тогда как образования нижней части свиты принадлежат эпохе высокого стояния уровня моря. Исходя из приведенных выше материалов, время формирования отложений тангаурской подсерии на западной периферии Башкирского мегантиклинория можно рассматривать как эпоху существования достаточно стабильного крупного эпиконтинентального морского бассейна со сложной историей эволюции. Впервые предпринятый анализ состава и фациальной изменчивости тангаурской подсерии позволил реконструировать в общем ряду слагающих ее образований отложения нескольких систем высокого и низкого положения уровня моря, разделенные изохронными границами.

В изучении разрезов тангаурской подсерии в бассейне р. Зилим совместно с автором в разные годы участвовали Н.П. Панова и Э.З. Гареев (ИГ УфНЦ РАН, Уфа), В.Н. Сергеев (ГИН РАН, Москва), М.Т. Крупенин (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург) и А.Б. Кузнецов (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Всем им автор выражает свою искреннюю признательность. Я также признателен М.Е. Раабен и П.Ю. Петрову, взявшим на себя труд по рецензированию рукописи и сделавшим ряд ценных замечаний, учтенных мною при переработке первого варианта этой статьи.

Исследования по данной теме поддержаны грантами РФФИ 99-05-79027 и 00-05-64497.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беккер Ю.Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49–60.

- Беккер Ю.Р., Келлер Б.М., Козлов В.И., Ротарь А.Ф.* Стратотипический разрез рифея // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 6–42.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П.* Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1986. С. 60–63.
- Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Козлов В.И.* Стратотип рифея Южного Урала // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 6–16.
- Козлов В.И.* Стратотипический разрез рифея Южного Урала // Проблемы геологии, минералогии, геохимии, полезных ископаемых Южного Урала и сопредельных территорий. Тез. докл. научн. конф. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. С. 50–53.
- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Вейс А.Ф. и др.* Стратотип рифея: строение, палеонтологическая характеристика, изотопный возраст // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Материалы Всес. совещ. Уфа: ИГ БНЦ УрО РАН, 1990. С. 11–17.
- Комар Вл.А.* О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 50–60.
- Крылов И.Н.* Стратиграфия и микрофоссилии миньярской свиты Южного Урала // Сов. геология. 1983. № 6. С. 62–71.
- Маслов А.В.* Фациальные особенности верхнерифейских отложений бассейна р. Зилим на Южном Урале // Литология и полез. ископаемые. 1986а. № 4. С. 42–52.
- Маслов А.В.* Основные черты палеогеографии инзерского времени (поздний рифей, Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986б. № 3. С. 26–37.
- Маслов А.В.* Палеогеография позднего рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 1. С. 76–85.
- Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В.* Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фации, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции): Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997а. 54 с.
- Маслов А.В.* Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997б. 220 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 172 с.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др.* U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.
- Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др.* Время формирования и преобразования отложений инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 73–75.
- Петров П.Ю.* Модель морфогенеза строматолитов // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 3. С. 258–269.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А.* Строение и условия формирования трансгрессивного верхнерифейского комплекса: мироедихинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 14–35.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А.* Верхнерифейский строматолитовый рифовый комплекс: свита буровой Туруханского района Сибири // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 6. С. 604–628.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А., Сергеев В.Н.* Развитие рифейской карбонатной платформы и распределение на ней окремненных микрофоссилий (сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 79–99.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Горохов И.М., Виноградов Д.П.* Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как подразделение общей стратиграфической шкалы: Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1971. 45 с.
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 248 с.
- Раабен М.Е.* Миньярская свита Южного Урала – лито-стратиграфическое подразделение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 55–66.
- Раабен М.Е.* Новые подразделения верхнего рифея Южного Урала // Сов. геология. 1985. № 5. С. 88–96.
- Раабен М.Е., Комар Вл. А.* Граница нижнего и верхнего каратавия в уральском стратотипе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 86–96.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3–14.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Беккер Ю.Р. и др.* Общая стратиграфическая шкала докембрия территории СССР // Отечественная геология. 1992. № 10. С. 37–42.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М. Келлера и Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 172 л.
- Стратиграфический словарь: Верхний докембрий (Северная Евразия в границах бывшего СССР). М.: Наука, 1994. 351 с.
- Grotzinger J.P.* Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype // Controls on carbonate platform and basin development. SEPM Spec. publ. 1989. V. 44. P. 79–106.
- Grotzinger J.P.* Geochemical model for the Proterozoic stromatolite decline // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 80–103.
- Hoffman H.J.* Stromatolites: characteristics and utility // Earth Sci. Rev. 1973. V. 9. P. 339–373.
- Schieber J.* Microbial mats in terrigenous clastics: the challenge of identification in the rock record // Palaios. 1999. V. 14. P. 3–12.

Рецензенты П.Ю. Петров, М.Е. Раабен

УДК 551.734.5:551.351

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО РИФООБРАЗОВАНИЯ**

© 2002 г. В. Г. Кузнецов

*Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва*

Поступила в редакцию 30.06.2000 г., получена после доработки 28.05.2001 г.

Поздний девон завершает мощное среднепалеозойское рифообразование и характеризуется общим ослаблением интенсивности этого процесса. Специфической чертой является смена основных рифостроителей – строматопороидей, ругоз, табулят франского века цианобактериями и водорослями фамена. Это обусловило смену каркасных рифов франа бескаркасными рифами фамена. Явление это растянуто во времени и происходило в течение позднего франа – раннего фамена. Устанавливается разное тектоническое положение рифов континентального и океанического секторов стратиферы. При этом намечается тенденция более ранней смены типов рифов в океаническом секторе по сравнению с континентальным.

*Ключевые слова.* Поздний девон, рифы, эволюция рифообразования.

**ВВЕДЕНИЕ**

Поздний девон в истории Земли – это завершающая стадия среднепалеозойского этапа рифообразования (Ивановский и др., 1994; Кузнецов, 1996а; Кузнецов, 2000; Соррег, 1989; Talent, 1988 и др.). На это время приходится одно из глобальных вымираний и резких смен фауны на рубеже франского и фаменского веков (Donovan 1989), которое, как и ряд других подобных вымираний нередко связывается с влиянием внешних сил типа импактного воздействия при столкновении Земли с астероидом или крупным метеоритом (Clayes et al., 1992). Эта смена биоты не могла не сказаться на самом характере рифообразования. Специальный научный интерес рассмотрения именно позднедевонского рифообразования представляет то обстоятельство, что это был период его ослабления и затухания, в то время как обычно изучается период максимального развития рифов. Все это вызывает естественный интерес к их изучению и литература по девонским рифам отдельных регионов весьма обширна, в то время, как число обобщающих сводных работ весьма ограничено.

Важным условием анализа изменения характера рифообразования является по возможности детальное расчленение разрезов, их строгая корреляция, точное определение времени начала, расцвета и конца рифообразования. При этом следует, однако, отметить, что границы некоторых стратиграфических подразделений отечественной стратиграфической шкалы не всегда соответствуют международным (например, границы живетского и франского ярусов). Использование кондонтовой шкалы позволяет не только выделять стратиграфические единицы более мелкие, чем подъярус, но и проводить межконтинентальную

корреляцию и проследить хроностратиграфические уровни практически по всему Земному шару. На рисунках, характеризующих рифообразование в течение позднего девона, показаны две кондонтовые шкалы – первоначальная (Ziegler, 1971), которая в частности использовалась при составлении Унифицированной стратиграфической схемы девонских отложений Русской платформы и смежных регионов (Решение..., 1990), и новая пересмотренная (Барсков и др., 1988; Овнатанова, Кононова, 1999; Родионова и др., 1995; Alekseev et al., 1996; Ziegler, Sanberg, 1984, 1990).

В целом анализ позднедевонского рифообразования проведен по трем направлениям: палеотектоническое и палеогеографическое положение верхнедевонских рифов; характер изменения рифообразования на границе франа – фамена; различия рифообразования в эпиконтинентальных и океанических бассейнах.

**ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ  
ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ РИФОВ**

При любом обзоре нельзя гарантировать стопроцентный охват всех объектов, однако анализ литературы показывает, что верхнедевонские рифы распространены все же значительно меньше, чем предшествующие рифы времени максимального рифообразования среднепалеозойского этапа. Изучение даже наиболее полного списка литературы по рифам мира, каким является сводка Э. Флюгеля и Е. Калер-Флюгель (Fluegel, Fluegel-Kahler, 1992) показывает относительно ограниченное число регионов и структур, где развиты верхнедевонские рифы. Ясно, что не все рифы и районы рифообразования удалось отразить

и в настоящем обзоре, не все описанные объекты являются рифами в узком строгом смысле этого слова, часть из них представляют собой биостромы и биогермы; последние образования по возможности не включались в настоящий обзор. Рассматривались как каркасные, так и бескаркасные постройки типа иловых холмов (Кузнецов, 1996 в.г.). Вместе с тем, даже учтенные районы, по-видимому, в целом объективно отражают ситуацию и позволяют в общих чертах представить палеогеографическую и палеотектоническую позицию позднедевонского рифообразования.

В пределах Восточно-Европейской платформы массовое распространение верхнедевонских рифов установлено в протяженной полосе перикратонных опусканий ее восточного края от островов Ледовитого океана через Печорскую синеклизу, Волго-Уральскую область и прилегающие районы Западного Урала до Прикаспийской синеклизы (подробнее см. ниже).

На восточном склоне Урала позднедевонское рифообразование резко редуцировано по сравнению с предшествующим силурийско-нижнедевонским. Относительно небольшие рифы верхней части франского яруса развиты на бортах флишевого трога среди кремнисто-глинистых сланцев. Рифы перекрываются граувакками зилаирской свиты. Рифостроители представлены многочисленными строматопороидеями, редкими рецептакулитами, строматолитами, а также цианеями и водорослями – *Girvanella*, *Izhella*, *Shuguria*, *Epiphyton*, *Garwoodia*, *Tubomorphophyton*, *Poncetella*, *Soleporora*, *Katavella* и др.

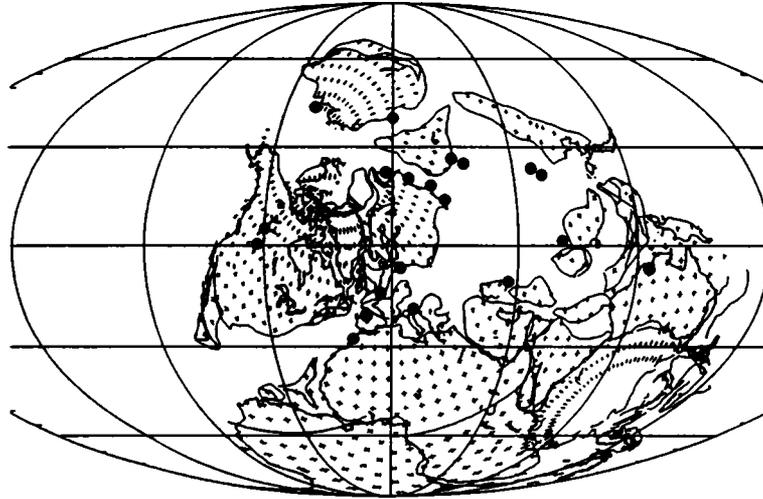
На северо-востоке России серия рифовых систем выделена, но слабо изучена по складчатому обрамлению Алазейского массива – в Омuleвской, Тас-Хаяхтавской и др. зонах. Этот блок в конце кембрия – начале ордовика откололся от Сибирской платформы и по его обрамлению формировались вулканогенно-осадочные отложения, местами содержащие рифы. В некоторых случаях рифы предположительно датируются всем верхним девоном, в других дается более точное определение – живет-фран, исключая, по-видимому, его верхнюю часть, так как верхнефранские не рифовые отложения "... большей частью залегают с угловым несогласием на известняках рифового комплекса" (Вишневский, Ваганов, 1986, с. 97). Рифы образованы цианеями, водорослями, строматопороидеями, ругозами, табулятами, рецептакулитами. В пределах самого Алазейского массива среди карбонатных формаций описаны живет-нижнефаменские рифы, содержащие перекристаллизованные остатки строматопороидей и кораллов.

Рифовые образования живетско-франского возраста описаны в пределах Салаира, Горного Алтая и в основании Западно-Сибирской эпигер-

цинской платформы. Они обрамляют Салаирский микроконтинент и погребенный ныне под чехол Западно-Сибирской плиты Нюрольский блок. На территории Казахстана и республик Центральной Азии известны рифы, связанные с двумя типами тектонических структур – жесткими массивами – микроконтинентами и с вулканическими дугами. В Центральном Казахстане по обрамлению Казахстанского микроконтинента описаны рифовые образования верхнего фамена, замещающиеся глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями флишеидного типа, известняками, туфами и силицитами. По-видимому, близкий тип преимущественно водорослевых верхнефаменских и возможно турнейских рифов установлен в Большекаратавской зоне Среднего Тянь-Шаня. В Туркестано-Алайском сегменте барьерно-рифовые системы широкого стратиграфического диапазона (верхний силур – нижний карбон), включая и верхнедевонские рифы, обрамляют Алайский микроконтинент и Южно-Ферганский блок – отмель среди глубокого моря.

Рифы, связанные с зонами вулканизма, установлены в составе верхнедевонско-турнейской формации глинисто-кремнистых сланцев, туффигов с горизонтами андезитов и базальтов Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Более строго возраст рифов не определен. По-видимому, близкий тип рифов, образованных цианобактериями, строматопороидеями и кораллами, установлен в Южно-Гиссарской и Восточно-Алайской зонах.

Средне-верхнедевонские рифы подробно изучены в Центральной Европе – в Арденнах, Рейнских сланцевых горах, Гарце (Bless et al., 1980; Franke, 1973; Fuchs, 1990; Krebs, 1974; Weller, 1991). Каркасное рифообразование началось в эйфеле или живете и продолжалось до верхов франа, включало как максимум зону *Upper Palmatolepis gigas*, но полностью отсутствовало в зоне *P. triangularis*. Рифы в виде барьеров обрамляют внутривассейновые поднятия, например, Брабандский массив (Бельгийско-Голландскую платформу), располагаются в трогах – Рейнском и Сакско-Тюрингском бассейнах. Небольшие постройки имеются и в пределах мелководных шельфов внутривассейновых поднятий. Восточнее и юго-восточнее верхнедевонские постройки известны в Моравии и Силезии. В Ардено-Рейнской зоне имеются фаменские иловые холмы. Последние описаны, например как "красный криноидный мрамор Белен" (*Marble Rouge a Crinoides de Baelen*) в формации Соверен-Пре (*Souverain-Pre*), датируемой зонами *Upper Palmatolepis magnifera* – *Lower Scaphygnatus velifer* конодонтовой шкалы (Dressen et al., 1985). На северо-западе Испании в Кантабрийских горах и Астурии описаны рифы живета – начала фамена – от зоны *Middle Polygnathus vargus* до зоны *Middle Palmatolepis triangu-*



**Рис. 1.** Палеогеографическое положение верхнедевонских рифов мира. Палеогеографическое положение континентов по (Scotese, McKerrow, 1990).

Залитые кружки – области развития рифов.

laris включительно. Они формировались, видимо, в пределах древнего Иберийского микроконтинента (Loevezijn, 1987). Франские барьерные рифы и отдельные изолированные небольшие постройки, построенные строматопороидеями, ругозами (*Philipsastreides*), табулятами (*Alveolites*, *Thamnopora*), цианобактериями (*Renalcis*, *Rothpletzella*, *Girvanella* и др.), развиты в Афганистане в линейной зоне несколько западнее линии Кабул – Газни (Mistian, 1980).

Западная Канада – один из классических регионов развития средне- и верхнедевонских рифов. Они распространены от арктических островов и бассейна Маккензи на севере через Западно-Канадский бассейн и его западное горное обрамление до южной границы страны и частично прилегающих северных районов США. Более подробно верхнедевонские рифы Западной Канады будут рассмотрены ниже.

В обзорных работах по девонским рифам указываются и другие районы их развития – горы Монтань Нуар во Франции, Карнийские Альпы, Турция, Иран, северо-западная Африка (Марокко), Южный Китай, Вьетнам, и некоторые другие (Birenheide, 1978; Fluegel, Fluegel-Kahler, 1992; Hladil, 1986).

#### ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ РИФОВ

В качестве основы анализа палеогеографического положения верхнедевонских рифов были использованы реконструкции положения континентов К. Скотизе и У. Маккерроу (Scotese, McKerrow, 1990) и более новые схемы Я. Голон-

ки, М. Росса и К. Скотизе (Golonka et al., 1994) (рис. 1).

Анализ положения верхнедевонских рифов показывает, что рифы Западной Канады и Алазейской зоны формировались на восточных шельфах Палеопацифики, рифы востока Восточно-Европейской платформы и Западного Урала – на южном шельфе и его бровке закрывающегося Уральского палеоокеана, рифы Алтая, Салаира и Западной Сибири развивались в пределах также закрывающегося Палеоазиатского океана. Рифы Западной и Центральной Европы, Испании, Северной Африки, Северной Италии, Афганистана, Северной Австралии располагались в новообразованном субширотном Палеотетисе, причем не только, и может быть не столько на его шельфах, сколько на склонах внутриокеанических поднятий – микроконтинентов и в узких трогах, где они связаны с вулканическими постройками.

Сложнее из-за масштаба карты, ее схематичности установить точное положение рифов Казахстана и Центральной Азии. Некоторую помощь в этом отношении оказывают схемы Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина и Л.М. Натапова (1990), где показано положение некоторых микроконтинентов и зон вулканизма. В целом рифы этого региона связаны с Туркестанским палеоокеаном, который является северной частью Палеотетиса. Часть этих рифов обрамляла склоны относительно крупных микроконтинентов – Казахстанского, Таримско-Каракумского, или сравнительно небольших блоков – Алайского, Южно-Ферганского, другая – формировалась на вулканических дугах – Южно-Тяньшанской, Джунгаро-Балхашской, Восточно-Алайской, Южно-Гиссарской. Положе-

ние рифов этой группы на карте показано с большой степенью условности.

Абсолютное большинство верхнедевонских рифов располагается в полосе примерно между 30° северной и южной палеошироты, то есть в области теплого климата, что в общем соответствует климатическим обстановкам современного рифообразования. Существенное исключение представляют рифы Восточной и Западной Сибири, которые поднимаются до 40°–45° северной палеошироты. Высокоширотное положение сибирских рифов ранее объяснялось смещением полюсов и расположением Южного полюса в пределах Южной Атлантики (Чувашов, 1966).

Становление новой геологической парадигмы и признание факта перемещения континентов заставляет искать иное объяснение этого феномена. Прежде всего следует отметить, что подобное аномальное положение сибирских рифов вряд ли связано с принципиальными ошибками реконструкции положения литосферных плит. Дело в том, что практически все построения, выполненные разными авторами и в разное время, дают в общем однотипную картину положения Сибирской платформы (Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991; Birenheide, 1978; Golonka et al., 1994; Scotese, McKerrow, 1990). Для объяснения этого явления – аномально высокоширотного положения верхнедевонских рифов России было высказано предположение, что климатический максимум среднего девона – франа мог способствовать экспансии теплолюбивых рифостроющих сообществ далеко на север в умеренные широты (Кузнецов, 1996б). Анализ глобальной картины позволяет дополнить это предположение еще одним фактором и одновременно объяснить еще одно обстоятельство.

Дело в том, что в современную эпоху по западным окраинам континентов рифы отсутствуют, так как здесь действует система апвеллингов, холодные воды которых препятствуют рифообразованию. В девоне же рифы развиты по западному обрамлению Евразии (Западная Канада) и Восточной Сибири (Алазея). Не исключено, что здесь вместо апвеллинга существовало теплое течение, подобное современному Гольфстриму. Оно, во-первых, делало возможным само рифообразование по западным побережьям континентов, и, во-вторых, обеспечивало прогрев юго-западного побережья Восточно-Сибирского континента и частично проникало в Палеоазиатский океан, что позволяло формироваться рифам в этих областях. Отсутствием подобного теплового течения на юге можно объяснить и отсутствие рифов на аналогичных широтах в южной полушарии.

## РАЗВИТИЕ РИФОВ В ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ

Как указывалось выше, установить детали рифообразования во времени, выявить моменты его начала, расцвета и окончания возможно при наличии дробной стратиграфии, которая имеется далеко не всегда, поэтому эти вопросы рассмотрены на примере нескольких наиболее изученных регионов.

### ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Верхнедевонские рифы региона, особенно в обнажениях Северного, Приполярного и Полярного Урала были отмечены уже в середине тридцатых годов прошлого столетия. С шестидесятых годов в результате поисково-разведочных работ на нефть и газ были вскрыты погребенные рифовые образования в пределах самой Печорской синеклизы и прилегающей части Предуральяского краевого прогиба – Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (нефтегазоносного бассейна) и к настоящему времени они достаточно подробно изучены (Антошкина, 1994; Беляева и др., 1998; Меннер, 1989 и др.). Эти материалы, несмотря на ряд частных разногласий по терминологии построек и некоторым деталям стратиграфии, позволяют в общих чертах охарактеризовать рифообразование региона (рис. 2).

Формирование рифов началось с семилукского (доманиковского) времени (верхи зоны *Polygnathus asymmetricus* и зона *Ancyrognathus triangularis* конодонтовой шкалы). Это время характеризовалось двумя важными событиями – обширной трансгрессией и активизацией тектонических движений, что привело к дифференциации бассейнов по глубине. При этом в более мелководной западной и северо-западной частях региона накапливались мелководные карбонатные, реже терригенно-карбонатные отложения, а в не компенсированных осадконакоплением депрессиях – относительно глубоководные битуминозно-кремнистые глинисто-карбонатные отложения доманиковского типа. На границе разнофациальных зон формировалась протяженная асимметричная рифовая система. В пределах относительно глубоководного бассейна на отдельных поднятиях-отмелях накапливались мелководные “банковые” известняки, обрамленные на склонах рифами, а местами и одиночные изолированные рифы. Подобная ситуация с небольшими паузами сохранялась в течение всего позднего девона. В периоды кратковременных регрессий рифообразование прекращалось, терригенный, преимущественно глинистый материал отлагался на мелководных шельфах и склонах депрессий, образуя систему проградирующих в сторону бассейна терригенных линз – террас, на бровке которых во время следующей трансгрессии вновь формировались рифы крае-

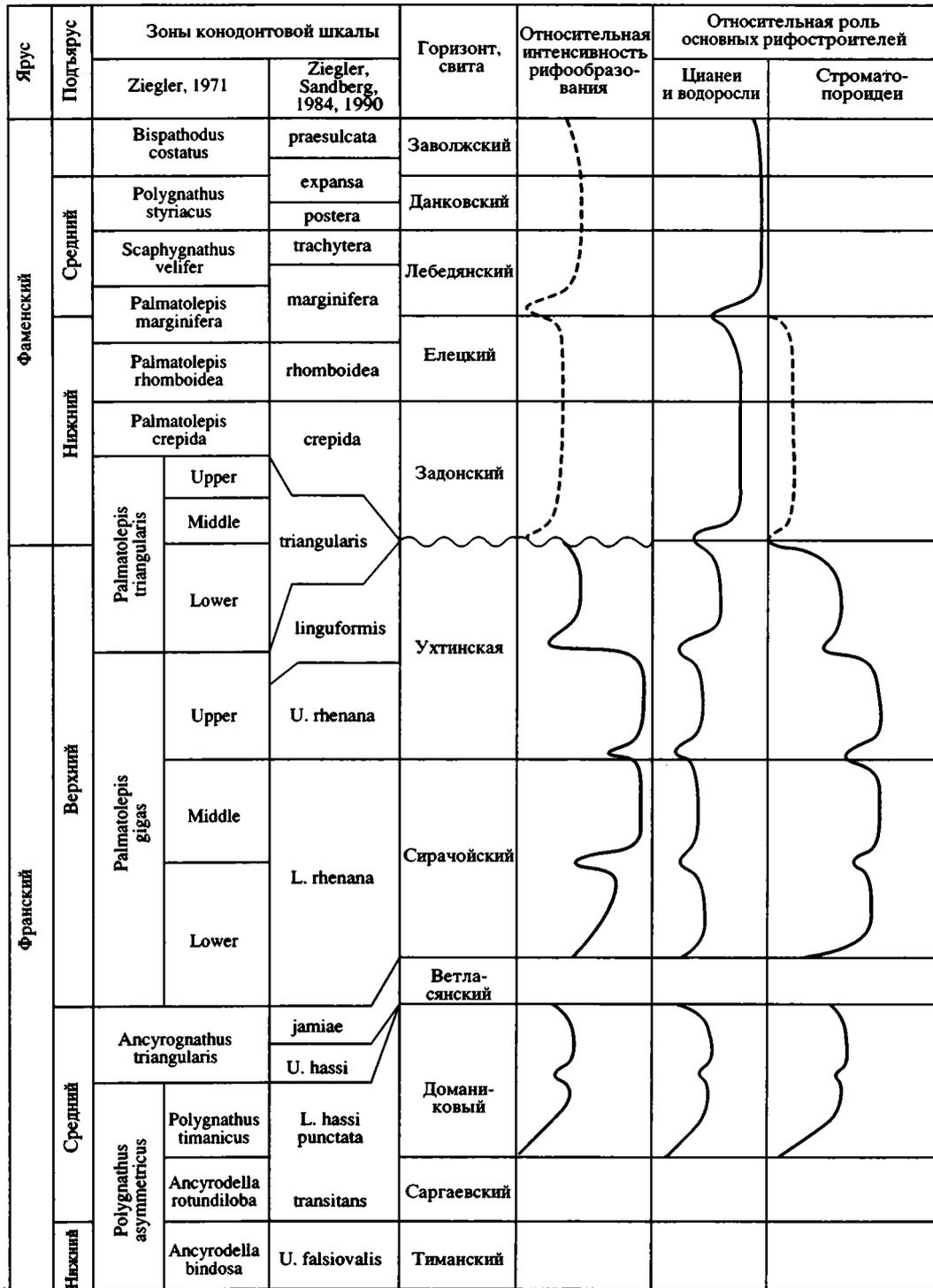


Рис. 2. Схема развития верхнедевонских рифов Тимано-Печорской провинции. Пунктиром показаны не точно документированные и предполагаемые интервалы развития рифов и участия в их строения рифостроителей.

вых систем. Одновременно внутри глубоководного бассейна возникали одиночные рифы и происходило наращивание вверх – агградация – существовавших ранее одиночных рифов и обрамленных рифами банок. Всего в настоящее время выделя-

ется две фазы рифообразования в доманиковское время, пять или шесть в позднем фране – две сирачойского (вторая половина речичского и воронежское время) и три или четыре ухтинского (евлановско-ливенское) времени и, видимо, три в фа-

мене (Меннер и др., 1991б), которые чаще объединяются в более крупные циклы – семилукский, сирачойский, ухтинский и средне-позднефаменский (Антошкина, Елисеев, 1988). Некоторые разночтения в фамене связаны с тем, что в последнее время рядом исследователей (Меннер, 1989; Овнанова и др., 1991) верхняя часть рифовых образований на Харьягинской площади была из франского яруса передатирована нижним фаменом, что обусловило выделение раннефаменской фазы, хотя основное рифостроение произошло в среднем и позднем фамене.

Характер и величина пространственного смещения разновозрастных рифовых систем весьма различна и зависит от контрастности тектонических движений и интенсивности поступления терригенного материала, что определяет ширину склоновых терригенных террас и соответственно величину смещения рифовых систем. В связи с этим в одних случаях рифы разного возраста либо располагаются практически на одном месте, образуя как бы единый массив (мощности франских рифов такого типа достигают 400–450 м при мощности рифов отдельных фаз до 150–200 м, а фаменских – 200–220 м), либо формируется серия смещающихся во впадину рифов, причем каждая следующая система залегает на склоне предыдущей, либо, наконец, разновозрастные системы существенно разнесены по площади. В связи с этим выделяются доманиковые, сирачойско-нижнеухтинские, доманиково-нижнеухтинские, верхнеухтинские, верхнефранские, нижнефаменские, нижне-верхнефаменские, доманиково-среднефранско-задонские и верхнефранско-нижнефаменские рифовые системы (рис. 2).

Характер рифов франского и фаменского ярусов существенно различен. Прежде всего франское рифообразование значительно более интенсивно. Это выражается, во-первых, в большем распространении франских рифов по сравнению с фаменскими, так как во многих районах развития франских рифов они перекрываются фаменскими слоистыми мелководными не рифовыми известняками и доломитами. Во-вторых, как отмечалось выше, франские рифы имеют большую мощность. Наконец, в-третьих, многие фаменские рифы описываются как “банки” – относительно крупные по площади, но морфологически слабо выраженные карбонатные массивы.

Принципиально более важным является различие в составе рифостроителей. Строителями франских рифов были строматопроеидеи (*Stromatopora*, *Amphipora*), рецептакулиты, известковые водоросли и цианобактерии. Наиболее важными из водорослей, видимо, были багряные (*Soleporora*, *Parachaetetes*). Встречены также зеленые трубчатые (*Issinella*, *Palaeoberesella*), харофиты (*Umbrella*), кодиевые водоросли. Цианеи весьма разнообраз-

ны – *Girvanella*, *Renalcis*, *Izhella*, *Epiphyton*, *Shuguria*, *Chabakovia*, *Rothpletzella*, *Sphaerocodium*, *Bevocastria*, *Coactilum*. Кроме этих основных рифостроителей присутствуют ругозы, табуляты, криноидеи, фораминиферы, брахиоподы и др. В фаменских рифах отсутствуют каркасообразующие строматопороеидеи, рецептакулиты и кораллы; практически все они образованы цианобактериями и известковыми водорослями. Это определяет и преобладающий тип пород, где вместо каркасных биогермных, характерных для франских рифов, в фаменских преобладают узорчатые, сферово-стустковые и онколитовые известняки. В обоих случаях нередко вторичная доломитизация первичных известняков, в том числе весьма интенсивная. Надо отметить, что в вопросе о стратиграфическом распространении строматопороеидеи имеются некоторые разногласия. Так, В.Вл. Меннер отмечает в низах фамена на Сандивейской и Баганской площадях развитие водорослевых строматопоровых желваковых известняков (Меннер, 1989, с. 89, 98).

Для решения вопроса о точном уровне смены франских рифов со строматопорами фаменскими водорослево-цианобактериальными необходимо наличие непрерывного разреза приграничной зоны в рифовых фациях и его детальное описание, что выполнить практически нереально как по техническим, так и по геологическим причинам. Дело в том, что в кровле ухтинской свиты, т.е. в кровле франского яруса отмечается размыв и нет данных, какие именно – собственно рифовые или не рифовые отложения были денудированы. В ряде разрезов, например, на Харьягинской и Командишорской площадях рифовые массивы перекрываются карбонатными и глинисто-карбонатными пестроцветными отложениями самых верхов франа. Аналогичная ситуация отмечается и на ряде других площадей Хорейверской впадины – Северо-Хоседаюской, Южно-Сюрхаратинской, Оленьей и др. Интерпретация этого факта может быть двоякой – либо это сугубо местное явление смены типов пород в разрезе, либо оно связано с региональным прекращением рифообразования в конце франского века. Наличие подобного обстоятельства в пределах различных структурных зон делает более предпочтительным второй вариант.

Кроме того, имеются и более прямые указания на обоснованность именно этого предположения. При изучении верхнедевонских карбонатных банок на севере Предуралья Краевого прогиба В.Вл. Меннер и др. отмечают, что “... в самой верхней части верхнефранской рифогенной толщи биогермов нет. Здесь встречаются строматопорово-водорослевые биостромы, чередующиеся со слоистыми известняками. Вышележащая толща, охватывающая пограничные слои франского и фаменского ярусов... распознается в обнажени-

ях по преобладанию слоистых с плитчатой отдельностью пород. Среди них преобладают оолитовые, оолитово-комковатые, сферово-сгустковые известняки, слои с обломками и недеформированными корками сине-зеленых водорослей, микрожелваками багрянок, скоплениями ренальцис, раковинным детритом. Органогенные постройки типа строматопорово-водорослевых биостромов редки" (Меннер и др., 1991б, с. 133).

Таким образом, прямые и косвенные показатели, хотя последние и допускают двойственное толкование, позволяют утверждать, что собственно рифообразование к концу франского века было резко редуцировано, хотя временной интервал этого ослабления был, видимо, незначителен и охватывал вторую половину позднеухтинского времени. Можно добавить, что во многих разрезах верхов франа (Большесынинская моноклираль, Большеземельское поднятие и др.) в рифовых и мелководных не рифовых известняках с инкрустациями строматопор не отмечено, что скорее свидетельствует об их отсутствии, или крайней редкости, чем о невнимательности исследователей.

### ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ И ЗАПАДНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

В процессе поисково-разведочных работ на нефть и газ к концу пятидесятых годов было установлено наличие погребенных верхнедевонских рифов. Рассматривая образование своеобразной структуры – Камско-Кинельской впадины – как результат не компенсированной осадконакоплением депрессии, М.М. Грачевский обоснованно предполагал наличие рифов по ее обрамлению. В это же время И.А. Антропов описал рифовые образования девона по керну и дал их литологическую и палеонтологическую характеристику. Естественно, что в отложениях западного склона Среднего и Южного Урала верхнедевонские рифы были выделены раньше и уже в начале пятидесятых годов были описаны их состав, биота, тектоническое и палеогеографическое положение (Домрачев, 1952; Чочиа, 1955).

В пределах Волго-Уральской области рифообразование датируется поздним франом: оно началось в мендымское время (зона *Lower Palmatolepis gigas*) и получило максимальное развитие в воронежское, евлановское и ливенское время (рис. 3). В общем виде верхнедевонские рифовые образования региона можно объединить в три морфологических и палеогеографических типа.

Прежде всего это асимметричные рифовые системы, обрамляющие борта Камско-Кинельской впадины. Их структурная асимметрия заключается в том, что возвышение рифов над зарифовыми отложениями не превышает первых

десятков метров и зарифовые склоны весьма пологи, в то время как их возвышение над депрессионными отложениями Камско-Кинельской впадины достигает первых сотен метров и склоны достаточно крутые (до 20°–30°). Фациальная асимметрия заключается в том, что с одной стороны они замещаются мелководными обычно карбонатными отложениями с достаточно разнообразной донной фауной, а с другой – через предрифовые конглобрекчии – темноцветными глубоководными битуминозно-кремнистыми глинисто-карбонатными депрессионными отложениями доманикового типа с остатками кремневых губок, радиолярий, редких фораминифер. Как правило, более молодые рифы этих систем проградируют во впадину, то есть присутствует серия смещающихся друг относительно друга разновозрастных рифов, хотя иногда отмечается и относительно длительное развитие рифов на одном месте. В этом случае образуются верхнефранско-нижнефаменские и верхнефранско-фаменские (включая заволжский горизонт) рифы (Мирчинк и др., 1974). Второй тип построек – внешние, или внутрибассейновые рифы – это более или менее симметричные в поперечном сечении достаточно мощные (до 500–550 м) массивы, развитые в пределах самой Камско-Кинельской впадины, и окруженные со всех сторон депрессионными отложениями (Карача-Елгинский, Ярино-Каменоложский, Озерный, Бастрыкский и др.). Морфологически это куполовидные или атолловидные сооружения. Возрастной интервал этих рифов различен – верхнефранский (например, Чермасанский риф) или верхнефранско-фаменский (например, Бастрыкский). Наконец, третий тип – это относительно маломощные (как правило, 50–80 и как исключение до 100 м) постройки, распространенные среди мелководных отложений, приуроченных к Башкирскому, Южно-Татарскому и Пермско-Удмурдскому палеосводам. Невелики также их размеры по площади – поперечник их обычно не превышает 2–2.5 км. Эти рифы обычно имеют верхнефранский, реже верхнефранско-фаменский возраст (Мирчинк и др., 1974; Трохова, 1991).

В начальный этап рифообразования, в мендыме, основными строителями рифов были сообщества цианей в виде комков и желваков – *Girvanella*, *Coactilum*, в меньшей степени *Rectangulina*, *Chabakovia*, *Renalcis*, *Izhella*, багряных – *Solenopora*, к которым со второй половины мендымского времени добавились табуляты, мшанки, брахиоподы. Основной этап рифообразования в воронежское, евлановское и ливенское время характеризуется развитием сообществ разнообразных цианобактерий (*Chabakovia*, *Renalcis*, *Izhella*, *Epiphyton*), багряных (*Solenopora*, *Parachaetetes*) и зеленых (*Rhabdoporella*, *Dasyporella*, *Sphaeroporella*, *Камаена*) водорослей, а также разнообразных строматопоридей, особенно амфипор, табулят, ругоз,

Ярус	Подъярус	Зоны конодонтовой шкалы		Горизонт	Относительная интенсивность рифообразования		Относительная роль основных рифостроителей			
		Ziegler, 1971	Ziegler, Sandberg, 1984, 1990		Урало-Поволжье	Западный Урал	Цианеи и водоросли	Строматопоридеи	Кораллы	
Фаменский	Верхний	Bispathodus costatus	praesulcata	Заволжский						
			expansa							
	Средний	Polygnathus styriacus	postera	Данковский						
			trachytera							
		Scaphygnathus velifer	marginifera	Лебедянский						
	Palmatolepis marginifera									
	Нижний	Palmatolepis rhomboidea	rhomboidea	Елецкий						
		Palmatolepis crepida	crepida	Задонский						
										Upper
		Palmatolepis triangularis	Middle	triangularis						Волгоградский
	Lower		linguiformis	Ливенский						
	Франский	Верхний	Palmatolepis gigas	U. rhenana						Евлановский
Middle				L. rhenana	Воронежский					
Lower				jamiae	Мендымский					
Средний		Ancyrognathus triangularis	U. hassi	Доманьковский						
		Polygnathus asymmetricus	Polygnathus timanicus		L. hassi punctata					
Ancyrodella rotundiloba	transitans		Саргаевский							
Нижний	Ancyrodella bindosa	U. falsiovalis	Кыновский							

Рис. 3. Схема развития верхнедевонских рифов Урало-Поволжья и Западного Урала. Пунктиром показаны не точно документированные и предполагаемые интервалы развития рифов и участия в их строении рифостроителей.

мшанок; обильный материал поставляли также криноидеи.

Фаменский век отличается заметным ослаблением рифообразования вообще и сменой сообществ рифостроителей. Рифы представлены в основном цианобактериально-водорослево-фораминиферовыми постройками, сложенными сферово-стустковыми и узорчато-сферовыми известняками, образованными цианеями (*Girvanella*,

*Shuguria*, *Renalcis*, *Izhella*), зелеными (*Rhabdoporella*, *Sphaeroporella*, *Issinella*, *Dasyoporella*, *Kamaena*), багряными (*Solenopora*, *Parachaetetes*) водорослями, фораминиферами, значительно реже встречаются кораллы, мшанки, местами криноидеи. А.А. Трохова отмечает в нижнефаменской части рифов строматопоридей. Достаточно широко развиты строматолитовые и онколитовые образования.

Характерной особенностью верхнедевонских рифов Урало-Поволжья является их частая вторичная доломитизация, иногда весьма значительная.

Специфика рифовых образований фамена, а именно практическое отсутствие остатков каркасных животных организмов, привела к тому, что их рифовая природа либо отрицается полностью (Шуйский, 1981 и др.), либо они выделяются как “органогенные массивы особого типа” (Королюк и др., 1975). Скорее эти образования входят в группу бескаркасных рифов (Кузнецов, 1996б,в). Известный исследователь литологии карбонатных отложений и рифов Р. Гинзбург признает специфику подобных образований, но полагает, что их можно называть “framework least”, что примерно можно перевести как “в минимальной степени каркасные” (персональное обсуждение, Гейдельберг, 1977 г.).

В пределах западного склона Среднего и Южного Урала (рис. 3) рифообразование началось в саргаевское время (зона *Middle Polignathus asymmetricus* международной или *Ancyrodella rotundiloba* местной шкалы). Среднефранские постройки образованы разнообразными цианобактериями, зелеными и багряными водорослями, колониями строматопороидей, относительно редкими одиночными и колониальными ругозами и табулятами (*Tabulophyllum*, *Peneckiella*, *Striatorpora*, *Aulopora*, *Syringopora*, *Alveolites* и др.). Начало позднефранского времени отмечено усилением дифференциации бассейнов, большим развитием рифов. Среди рифостроителей мендыма отмечены цианеи – *Girvanella*, *Coactilum*, *Shuguria*, *Epiphyton*, багряные – *Solenopora*, зеленые – *Issinella*, массивные и ветвистые строматопороидеи, одиночные и колониальные ругозы, табуляты и разнообразные некаркасные организмы – фораминиферы, криноидеи, брахиоподы и др. Максимальное развитие рифообразование получило во второй половине позднего франа – в аскынское (воронежское и евлановско-ливенское) время, когда рифовые сооружения достигали мощности в 400 и более метров. В этих рифах установлен “...исключительно богатый и разнообразный комплекс фауны фораминифер, кораллов (табулят и ругоз – В.К.), строматопор, криноидей, мшанок, брахиопод, пелеципод, гастропод, гониатитов, остракод, трилобитов” (Чочиа, 1955, с. 256) и, добавим, цианобактерий в виде строматолитов и, главным образом, кальцибионт (*Girvanella*, *Coactilum*, *Izhella*, *Shuguria*, *Epiphyton*, *Chabakovia*, *Renalcis*), зеленых (*Dasyporella*, *Issinella*, *Cateniphycus*, *Litania*, *Nodosinella*, *Rhabdoporella*, *Wetheredella*), багряных (*Katavella*, *Solenopora*, *Tubomorphophyton*), харовых (*Umbella*) (Чувазов, 1968). Важно отметить, что наряду с каркасными многоклеточными здесь имелись и прирастающие фораминиферы – паратураммины, крибросфероиды, уралинеллы, ивделины и

др. Несколько неожиданно в противоречии со всеми другими исследователями Б.И. Чувазов считает, что верхнефранские рифы построены исключительно водорослями при крайне ограниченном участии скелетных животных – строматопороидей и кораллов.

В фамене область развития рифовых фаций и само рифообразование резко сократились. В массе своей фаменские рифы сложены цианобактериальными и водорослевыми доломитизированными известняками. Кроме них в рифах встречены многочисленные фораминиферы, редкие брахиоподы, гастроподы, остракоды, крупные ракообразные и неясные остатки кораллов (Чочиа, 1955, с. 259). По материалам Б.И. Чувазова (1968) цианеи представлены *Girvanella*, *Shuguria*, и строматолитами, зеленые водоросли *Nodosinella*, *Issinella*, частыми проблематичными организмами – *Sphaerella* и *Asterosphaera*, относимыми к дазигладциевым водорослям, а также изобильными харовыми. В районе Уфимского амфитеатра им в нижнем фамене отмечены амфипоры и массивные строматопоры. В конце фамена стали появляться табуляты и ругозы.

Приведенные материалы показывают, что отличия фаунистических и флористических сообществ в разных районах Урало-Поволжья и Западного Урала если и существуют, то не принципиальны и набор рифостроителей, равно как и обитавших на них организмов, был в общих чертах однотипен, примерно одинаково и само рифообразование.

Неоднозначные сведения имеются по поводу точного времени смены франского каркасного рифообразования фаменским цианобактериально-водорослевым. Как указывалось выше, Б.И. Чувазов для Западного Урала и А.А. Трохова для Волго-Уральской области отмечают наличие строматопороидей, табулят и ругоз еще в нижнем фамене, хотя количественная роль их не определена. Вместе с тем, имеются разрезы, где эти организмы исчезают значительно раньше. Так, в разрезе Аскын, где развит известный аскынский риф, описаны четыре пачки верхнефранских отложений, причем нижние две – толстослоистые и массивные “рифовые” со строматопорами, рецептакулитами, табулятами и ругозами, а две верхние – слоистые не рифовые уже без строматопор и с относительно редкими ругозами (Домрачев, 1952, с. 83–84).

## НИЖНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ

Первые сведения о погребенных девонских рифах по западному обрамлению Прикаспийской впадины в Нижнем Поволжье относятся к началу шестидесятых годов. В настоящее время в верхнефранских рифах этого района в пределах Сара-

товской и Волгоградской областей открыто более 20 залежей нефти и газа, поэтому они более или менее разбурены и выяснены условия их распределения. Вместе с тем, объективные сложности изучения рифов по скважинам, в том числе связанные с недостатком кернового материала, не всегда позволяют точно выяснить временной интервал рифообразования, а часто и палеонтологическую характеристику с желаемой степенью детальности.

Франское рифообразование зафиксировано с саргаевского времени и продолжалось до конца франского века. При этом установлено по крайней мере пять временных интервалов формирования рифов – саргаевский, семилукский, бурегский (алатырский), воронежский и евлановско-ливенский. Соответственно выявлено и прослежено распространение рифовых систем этого возраста примерно от широты Саратова до широты Камышина. Рифовые системы располагаются на правом берегу Волги на бортах серии впадин, открывающихся к востоку и юго-востоку в Прикаспийскую впадину – Уметовско-Линевской, Шалинско-Баландинской, Волжской, Воскресенской, Тепловодской и др. Рифы этих систем своим западным и северо-западным краем или хотя бы его частью примыкают к мелководным шельфовым отложениям, а другим обращены к глубокому морю. Такими, например, Жирновский, Нижне-Добринский, Ново-Коробковский, Котовский и др. рифы. Как правило, более молодые рифовые системы проградируют в направлении депрессий, разобщены в пространстве, поэтому мощности отдельных рифов относительно не велики, хотя некоторые и достигают 100–120 м (евлановско-ливенский Котовский риф). Вместе с тем в ряде случаев имеются и более длительные развивающиеся рифы, объединяющие несколько временных интервалов – саргаевско-семилукские, алатырско-воронежские, воронежско-евлановско-ливенские. В этом случае мощность их возрастает и достигает 450–500 м (алатырско-воронежский Ново-Коробковский риф).

Другой тип франских рифов – одиночные изолированные, относительно симметричные в поперечном сечении рифы, такие как Демьяновский, Овражный, Петровский, Лиманско-Грачевский и др. Рифы этого типа, как правило, характеризуются длительным развитием. Так, Слюсаревский риф формировался с начала рудкинского (ранне-саргаевского) времени до ливенского включительно. В связи с этим и мощности таких рифов максимальны – до 300–400 и даже 500 м.

Важно отметить, что в асимметричных рифах установлена фауна уральского облика, а в зарифовых фациях – фауна центральных районов. Это свидетельствует о том, что указанные впадины и в частности Уметовско-Линевская являлись

заливом Прикаспийского микроокеана и через него были связаны с Уральским палеоокеаном, в то время как одиночные рифы типа Овражного и Петровского не препятствовали свободному общению этих заливов с микроокеаном.

Основными строителями франских рифов были цианеи, включая *Shuguria*, *Girvanella*, *Epiphyton*, различные водоросли, в том числе кораллиновые, различные строматопороидеи (*Amphiroga*, *Stromatopora*, *Stachyodes*, *Paramphiroga*), табуляты (*Syringopora*, *Alveolites*, *Cladopora*), в меньшей степени ругозы (*Thamnophyllum*, *Tabellaephyllum*, *Phillipsastrea*, *Disphyllum*, *Neostrophophyllum*).

Как отмечалось выше, рифообразование среднего-позднего франа в разных участках прекращалось в разные моменты и установлено несколько таких уровней, наиболее значительными из которых являются уровни конца семилукского, конца воронежского и конца евлановско-ливенского времени. В последнем случае зафиксировано не только прекращение рифообразования, но и относительно длительный перерыв в карбонатакопении вообще, так как верхне-франские карбонатные отложения повсеместно перекрываются терригенными, преимущественно глинистыми и карбонатно-глинистыми отложениями уметовско-линевской толщи низов фамена.

На примере достаточно подробно изученного Котовского рифа установлена интересная особенность рифообразования завершающего евлановско-ливенского этапа. Формирование этого рифа началось в его северной части и обусловлено развитием здесь строматопороидей, водорослей и цианобактерий. Позднее оно сместилось к югу и одновременно произошла определенная смена рифостроителей, из состава которых практически исчезли строматопороидеи и, соответственно, относительно возросла роль водорослей и цианей. Другими словами, в течение евлановско-ливенского времени каркасное рифообразование с участием животных сменилось бескаркасным бактериально-водорослевым.

Сведений о фаменских рифах региона значительно меньше и изучены они существенно менее детально. Это касается прежде всего определения строгого стратиграфического положения рифов, точного временного интервала рифообразования и практически все фаменские рифы описываются в составе фаменско-турнейской асимметричной рифовой системы. Учитывая наличие линевско-уметовской терригенной толщи низов фамена, можно полагать, что само образование рифов началось не с самого основания фамена. Фаменско-турнейская рифовая система располагается в пределах бортовой зоны Прикаспийской впадины на левобережье Волги, т.е. существенно сдвинута к востоку в сторону мелководного бассейна за

счет значительного расширения мелководного зарифового шельфового бассейна. При этом плановая конфигурация крутого склона и приуроченной к нему рифовой системы резко упрощается – если в среднем-позднем фране она была изрезанной за счет наличия ряда заливов – локальных депрессий, то в начале фамена эти депрессии были заполнены глинистыми и карбонатно-глинистыми отложениями и фаменский склон оказался практически прямолинейным, или, точнее, значительно более плавным. Одновременно рифы распространяются далеко на север от известных франских и обрамляют Прикаспийскую впадину не только с запада, но и с северо-запада и севера. Суммарные мощности фамен-турнейских рифов достигают 700 м. Судя по данным бурения, фаменские рифы в той или иной степени доломитизированы, что затрудняет определение состава рифостроителей. Вместе с тем показано, что основное значение имеют цианобактерии – шугурии, уралинееллы, зеленые водоросли группы березелид, часты онколитовые образования, встречены обломки кораллов, сеточки мшанок, раковины брахиопод, фораминифер, остракод. К сожалению, специальных палеоэкологических исследований этих рифов не проводилось, поэтому роль каркасных организмов, в частности кораллов и мшанок, как рифостроителей не ясна.

### ЗАПАДНО-КАНАДСКИЙ БАССЕЙН

Верхнедевонские рифы известны в естественных обнажениях в Скалистых горах, обрамляющих Западно-Канадский бассейн и в пределах самого бассейна, где они перекрыты более молодыми отложениями и где с ними связаны крупные месторождения нефти и газа. Рифы этого региона достаточно подробно изучены (Mineral deposits..., 1969; Moore, 1988).

Девонские отложения бассейна подразделяются на множество местных стратиграфических подразделений – формаций, соотношение которых друг с другом далеко не всегда определено; не всегда однозначно они и датируются. В обобщенном виде разрез конца среднего девона и всего верхнего показан на рис. 4. В этом временном интервале выделено три крупных цикла, из которых два нижних характеризуются обширной трансгрессией. Нижний цикл включает отложения группы Биверхилл-Лейк (верхний живет – нижний фран) и нижнюю часть формации Кукинг-Лейк. В этот период в районе свода Пис-Ривер располагалась обширная мелководная зона, где формировались карбонатные отложения формации Слейв-Пойнт, которая по краям замещалась и частично надстраивалась рифами формации Суон-Хилс. По конодонтовой шкале эти рифы располагаются, видимо, в зонах Lower – Middle Polygnathus asymmetricus.

Рифы обрамляют поднятие Пис-Ривер в виде двух дуг. Наличие двух дуг отражает общую трансгрессию и последовательное наступление моря на свод Пис-Ривер, поэтому рифы внешней дуги датируются верхним живетом, а рифы внутренней дуги более молодые и фактически уже ниже-, а местами возможно и среднефранского возраста (последние рассмотрены при описании следующего цикла). Завершается этот цикл седиментации накоплением глин формации Уоттервэйс и глинисто-карбонатных отложений нижней части формации Кукинг-Лейк, относящейся к группе Вудбенд. Как правило, рифы этого района – это плосковершинные, относительно изометричные постройки с поперечником в несколько десятков (до 50–60 км, как в “риф” Джуди Крик) километров и относительно небольшой мощностью (до 50–60 м). Подобные соотношения мощности и площади показывают, что данные образования скорее представляли собой обширные мелководные карбонатные банки с биогенным, в том числе каркасным накоплением материала, в частности за счет обитавших здесь амфипор. На ряде уровней здесь отмечаются следы осушения и развития тайдалитов и лишь по краям подобных банок в зоне их перехода в более глубоководные “бассейновые” фации формировались рифы с характерной для них фациальной зональностью – наличием предрифового шлейфа, риф-флета и т.д. В целом подобные геологические образования ближе используемому сейчас термину “изолированная карбонатная платформа”.

Следующий цикл – Саскачеван – характеризуется дальнейшим расширением трансгрессии и на большей части Западно-Канадского бассейна формировались относительно глубоководные глинистые и глинисто-карбонатные отложения, среди которых в виде достаточно обширного острова возвышалось поднятие Пис-Ривер. На восточном обрамлении бассейна располагался узкий шельф с накоплением мелководных карбонатных отложений. Аналогичный, но более широкий карбонатный шельф располагался на юге и юго-востоке, причем наряду с карбонатами здесь присутствуют и эвапориты (особенно на “платформе” Гросмонт). Франские рифы этого цикла широко развиты в пределах бассейна и его обрамления. Они известны в обнажениях Скалистых гор по западному обрамлению бассейна, на восточном и южном шельфах и их краях, но наиболее важными являются погребенные среднефранские рифы центральной части провинции Альберта между южным карбонатным шельфом и поднятием Пис-Ривер в зоне, которая называется Западно-Пембинским суббассейном. Все рифы образуют формацию Ледюк, которая синхронизируется с межрифовыми относительно глубоководными отложениями формаций Кукинг-Лейк (особенно ее верхней части), Дюверней и др. (зо-

Ярус	Зоны конодонтовой шкалы			Группа	Цикл	Формации
	Ziegler, 1971	Ziegler, Sandberg 1984, 1990				
Фаменский	Palmatolepis triangularis		triangularis	Вабамун	Паллизер	Биг-Вэлли
						Стеттлер
						Блю-Ридж      Силма
	Palmatolepis gigas		linguiformis	Винтернбурн	Саскачеван	Калмар
			rhenana			Ниску <b>Зета-Лейк</b>
			Ancyrognathus triangularis			jamiae
Polygnathus asymmetricus		U. Hassi	Вудбенд	Биверхилл	Дюверней	
		L. Hassi			Кукинг-Лейк <b>Ледюк</b>	
		punctata			Уоттервэйс	
Живетский	disparilis		transitans	Биверхилл-Лейк	Биверхилл	Слейв-Пойнт <b>Суон-Хиллс</b>
			falsiovalis			Форт Вермилион

Рис. 4. Схема стратиграфического положения верхнедевонских рифов Западной Канады.

ны Upper Polygnathus asymmetricus – Ancyrognathus triangularis).

В юго-восточной части рифы надстраивают карбонатные отложения формации Кукинг-Лейк. Часть из них образует вытянутые цепочки рифов, наиболее известной из которых является система Римби – Ледюк – Клайд или тренд Римби – Медоубрук. Она протягивается от южного карбонатного шельфа к юго-востоку (платформа Гросмонт) и включает рифы Хоулен-Римби, Уэстерозе, Бонни Глен, Уизард-Лейк, Глен Парк, Ледюк-Вудбенд, Голден Спайк, Ачесон, Клайд. Юго-восточнее ее существует еще одна более короткая цепочка – рифы Башау, Мальо, Нью-Норвей, Дюамель. В этом же районе, т.е. между шельфовым комплексом и рифовой цепью Римби-Клайд имеются и одиночные куполовидные, плосковершинные (платформенные) и атоллвидные рифы Хиллиард, Уиллингдон, Стетлер, Редуотер,

Фенн-Биг-Валли, Эрскэйн. Большинство рифов имеет удлиненную форму, их размеры изменяются в пределах  $1.6 \times 5.3$  и  $10 \times 22$  км при мощности 250–300 м и высоте 170–200 м. Имеются и относительно изометричные рифы, крупнейшим из которых является Редуотер. В плане он имеет форму относительно равнобедренного треугольника со стороной 35–44 км.

Южнее и юго-восточнее главной рифовой цепи рифов уже в Предгорьях Скалистых гор обнаружена группа рифов формации Ледюк-Харматтан, Страхан, Рисинес, Строн и др. Ледюкские рифы северо-западной части рассматриваемого региона обрамляют с юга и юго-востока свод Пис-Ривер. Часть из них развивается практически на докембрийском основании и перекрывающих его полевошпатовых песчаниках, другие отделены от фундамента маломощными карбонатными отложениями. Здесь развиты плосковершинные и

атолловидные рифы Уорслей, Нордманвилл, Стерджен-Лейк, Голд-Крик и др. Размеры их достаточно велики. Так, риф Стерджен-Лейк имеет размеры порядка 20–25 × 45–50 км. Наконец, на западе, между этими двумя районами рифы формации Ледюк, так же как и на юго-востоке, нарастают карбонатные отложения формации Биверхилл-Лейк. Здесь бурением вскрыты такие рифы, как Симонетт-Бигстоун, Колт, Фир и др. Перекрыты рифы формации Ледюк и синхронные им отложения формации Дюверней глинами формации Айртон.

Вышележащие, завершающие франский разрез карбонатные формации Ниску и Вабадун, имеют практически равномерное пластовое строение и в ряде случаев содержат биостромы и небольшие биогермы, не обладающие сколько-нибудь заметным положительным рельефом.

Многие рифы Западно-Канадского бассейна сильно доломитизированы, вплоть до полного замещения первичных известняков вторичными доломитами. Это в значительной степени затрудняет палеоэкологический анализ, определение сообществ рифостроителей и рифолюбов. Вместе с тем имеются и хорошие примеры детального и тщательного изучения конкретных рифов, как в обнажениях, так и по скважинам. Среди основных рифостроителей отмечены прежде всего разнообразных массивные, пластинчатые и ветвистые строматопороидеи главным образом из групп *Amphiroa* и *Stachyodes*, ругозы группы *Disphyllum*, табуляты рода *Thamnopora*, а также многочисленные микробинальные образования и цианобактерии, среди которых наиболее массовыми были *Renalcis*, реже губки и рецептакулиты. В среднем девоне в рифах формации Виннипегосис бассейна Эльк-Пойнт важную роль в образовании рифов играли связывающие и цементирующие водоросли и цианеи. На формирование современной структуры рифовых пород большое влияние оказала биоэрозия и в более общем смысле биотурбация, а также, как отмечалось выше, доломитизация.

Третий цикл – Паллизер – характеризовался сокращением площади бассейна, увеличением доли обломочных, глинистых и эвапоритовых отложений. В зонах развития карбонатных отложений имеются лишь несколько рифоподобных структур, не обладающих значительным рельефом (Кроссфилд, Нордманвилл). В качестве рифостроителей отмечаются строматопороидеи семейства лабехид.

Таким образом, в рассматриваемом временном интервале отмечается два уровня рифообразования – позднеживетско-раннефранский и средне-возможно позднефранский. Во второй половине позднего франа рифообразование практически прекратилось.

## ДЕВОНСКИЕ РИФЫ БАССЕЙНА КЭННИНГ, АВСТРАЛИЯ

Одним из широко известных и достаточно детально исследованных районов развития средне-верхнедевонских рифов является бассейн Кэннинг на северо-западе Австралийского континента.

Согласно Ф. Плейфорду, один из первых исследователей рифов этого района А. Уэйд (Wade) назвал эти образования "...остатком древнего барьерного рифа, который ограничивал берега горной страны на севере" ("remnants of an ancient barrier reef which flanked the shores of the mountainous country to the north" – цит. по (Playford, 1980, p. 814)). Позднее С. Тейчерт (C. Teichert) ввел термин Большой девонский барьерный риф (Great Devonian Barrier Reef), который стал практически общепотребительным.

Девонский рифовый комплекс располагается в пределах крупнейшего структурного элемента Западной Австралии – осадочного бассейна Кэннинг, площадью около 500 тыс. км<sup>2</sup>. На севере и северо-востоке бассейн ограничен выходами докембрийских образований провинций Хэллс Крик и Кимберли (Halls Creek, Kimberly). На южных и юго-западных склонах этого обрамления в виде широкого – до 50 км, пояса известняков протягивается девонский рифовый комплекс. Он обнажается на расстоянии около 350 км, но предполагается, что может продолжаться далее вдоль западного и северного склона массива Кимберли, соединяясь с аналогичными рифами бассейна залива Бонапарта, то есть иметь длину не менее 1000 км. Следует отметить, что в понятие рифовый комплекс здесь включаются шельфовые зарифовые мелководные карбонаты формаций Пиллара и Наллара (Pillara, Nullara), собственно рифовые образования, а также предрифовые склоновые отложения. Далее к югу и юго-западу располагается наиболее глубокая часть бассейна – трог Фитцрой (Fitzroy).

Рифы в виде протяженной цепи обрамляют зарифовые карбонатные отложения, а также изолированные отмели с карбонатным осадконакоплением, возникшие на отдельных блоках докембрийских пород в пределах бассейна; известны также относительно небольшие рифы среди шельфовых отложений. Высота рифов относительно дна глубоководного бассейна достигала 300–400 м, а углы бассейнового склона составляли 35–40°, но они быстро выполаживались до 5 и менее градусов.

Карбонатонакопление на шельфе началось во второй половине живета и продолжалось в течение франского века, когда сформировалась формация Пиллара (рис. 5). Рифообразование по краю этого шельфа началось скорее всего с франского века и франские рифы последовательно смеща-

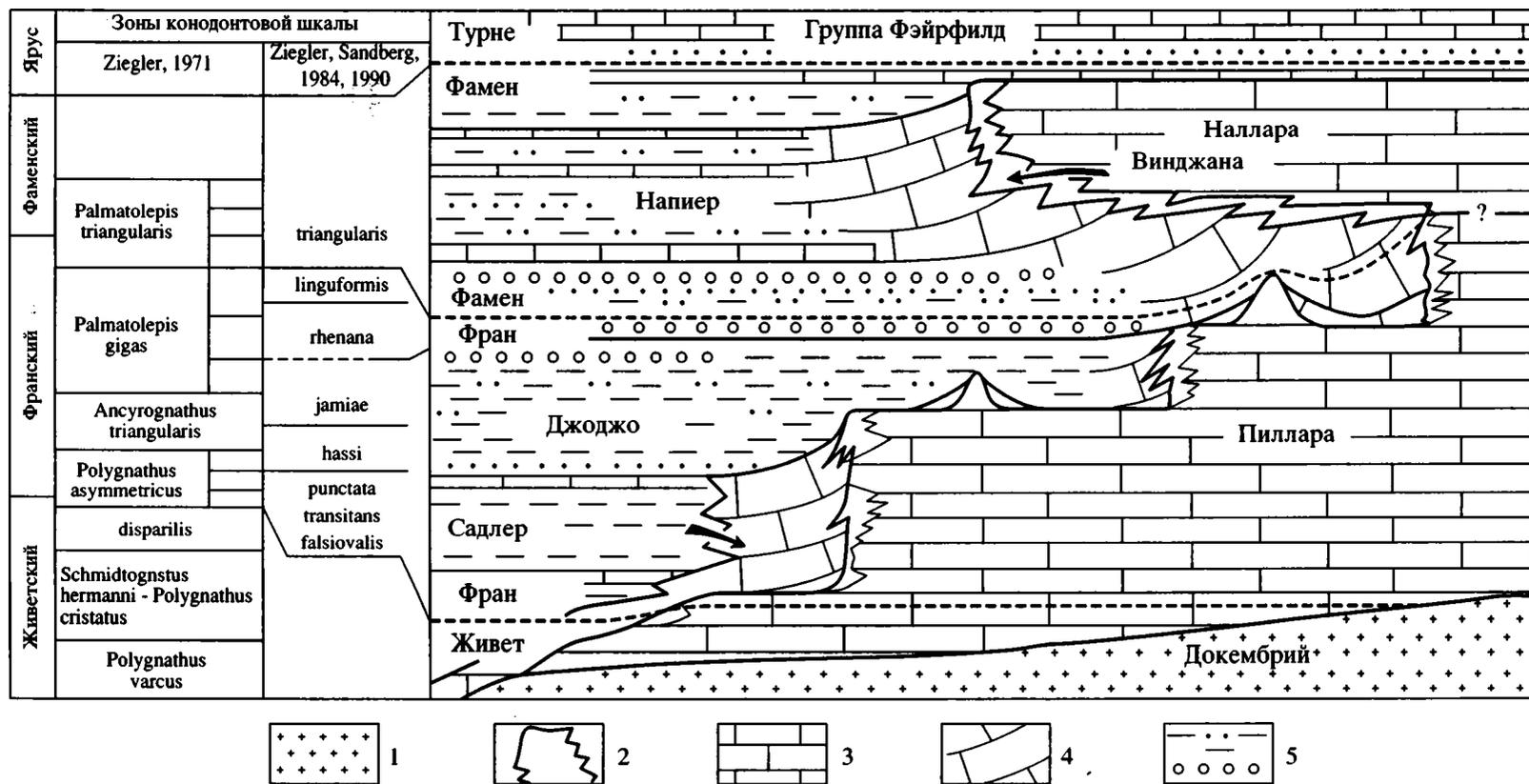


Рис. 5. Фациальные соотношения девонских рифов бассейна Кэннинг, Западная Канада, по (Playford, 1980) с добавлениями.  
 1 – докембрийский фундамент; 2 – рифы; 3–5 – отложения: 3 – зарифовые карбонатные, 4 – предрифовые карбонатные, 5 – терригенные.

Ярус	Зоны конодонтовой шкалы			Стадии развития	
	Ziegler, 1971		Ziegler, Sandberg 1984, 1990		
Фаменский	Palmatolepis triangularis	Upper	triangularis	Стадии рифообразования	
		Middle			
		Lower			
	Palmatolepis gigas	Upper	lingularis		Завершающая
		Middle	lhenana		
		Lower			
Ancyrognathus triangularis		jamiae	Куполовидных рифов и иловых холмов		
		U. hassi			
Живетский	Polygnathus asymmetricus	Upper	L. hassi	Атолла	
		Middle	punctata		
		Lower	transitans falsiovalis		
	disparilis			Начальная	
	Schmidtofnathus hermanni-Polygnathus cristatus				
	Polygnathus varcus	Upper		Fe-оруденение	
		Middle			
		Lower			
				Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
				Вулканизм	

Рис. 6. Схема развития девонского рифового комплекса Эльбингероде, Гарц, Германия. Модифицировано по (Weller, 1991).

лись в сторону шельфа (“отступающие рифы” – back-stepping).

Характер франско-фаменской границы не всегда ясен: в бассейновых и предрифовых фациях, судя по ассоциациям конодонтов, она согласная, на шельфе и рифах возможны локальные несогласия. Фаменские рифы – формации Винджана (Windjana) отчетливо проградируют в сторону бассейна и согласно перекрываются отложениями группы Фэйрфилд (Fairfield) самого конца девона – нижнего карбона.

Создатели франских рифов достаточно разнообразны: цианеи и водоросли – Renalcis, Sphaerocodium, Girvanella, Parachaetetes, Solenopora, столб-

чатые строматолиты, шаровидные, массивные и таблитчато-слоистые строматопороидеи, включая Stachyodes и Actinostroma, кораллы Hexagonaria, обычны губки Sphaerospongia и Striatospongia, присутствуют рецептакулиты. Состав фаменских рифостроителей резко обеднен и представлен главным образом цианеями – Renalcis и Sphaerocodium, столбчатыми строматолитами при очень редких кораллах и строматопороидеях.

Для решения вопроса о точном времени прекращения или резкого ослабления франского рифообразования имеются определенные данные по датировке основных свит (формаций) по конодонтам (Druce, 1976; Glenister, Klapper, 1966;

Veevers, Wells, 1961). В собственно рифовых и мелководных зарифовых отложениях конодонты встречаются весьма редко, но все находки датируют эти отложения живетом, нижним, средним, реже низами верхнего франа – от зоны *Polygnathus varcus* – Sch. hermanni – *P. cristatus* (Glenister, Klarper, 1976) до зоны *Polygnathus asymmetricus* – Lower *Palmatolepis gigas* (Druce, 1976). Значительно более обильны конодонты в предрифовых – склоновых и бассейновых фациях – формациях Садлер и Джоджо (Sadler, Gogo). На рис. 5 согласно авторской рисовке они показаны залегающими одна над другой, однако все исследователи, включая и автора приводимого рисунка Ф. Плейфорда, считают их разновозрастными и синхронными рифам (Druce, 1976; Playford et al., 1989; Veevers, Wells, 1961). Возраст этих формаций определяется как не выше среднего франа (Veevers, Wells, 1961) или от зоны *P. asymmetricus* до зоны Lower *P. gigas* (Druce, 1976), т.е. верхами нижнего франа – низами верхнего франа по отечественной стратиграфической шкале. Другими словами, рифообразование практически прекратилось во второй половине позднефранского времени. Любопытно в этой связи отметить указание Дж. Виверса и А. Уэллса, что верхняя часть формации Пиллара литологически отличается от подстилающих отложений; отлично также и ее соотношение с вмещающими отложениями (Veevers, Wells, 1961). В неявной форме ослабление рифообразования к концу франа отмечает и В. Плейфорд с соавторами (Playford et al., 1989).

#### РИФОВЫЙ КОМПЛЕКС ЭЛЬБИНГЕРОДЕ, ГЕРМАНИЯ

Одной из детально изученных областей средне-позднедевонского рифообразования в горно-складчатых областях являются рифы Верхнего и Среднего Гарца в Германии – комплексы Ибергер и Эльбингероде – Iberger, Elbingerode (Fuchs, 1990; Krebs, 1974; Weller, 1991).

В эйфеле-раннем живете в Ренно-Герцинской зоне проявился активный подводный вулканизм, в результате которого в районе Эльбингероде образовались четыре подводных стратовулкана, вершины которых возвышались над дном окружающего бассейна не менее чем на 400 м. На их вершинах в мелководной зоне с позднего живета по конец франа происходило формирование рифов (рис. 6) и связанных с ними фаций – предрифовых, лагунных и т.д., которые в целом и образовали одноименный рифовый комплекс размером примерно 4.5 на 18 км. Среди рифостроителей установлены строматопороидеи, в том числе амфипоры, массивные, реже ветвистые табуляты (*Alveolitella*, *Alveolites*, *Scoliopora*, *Thamnopora*), одиночные и колониальные ругозы (*Disphyllum*, *Endophyllum*, *Frechastrea*, *Phillipsastrea*), криноидеи и редкие

мшанки, обильные строматолиты. По нашим наблюдениям (районы Браунезумпф, Фолкмарскеллер, Михаэлштайн – Braunesumpf, Volkmarkskeller, Michaelstein) важное значение имеют различные обволакивающие водоросли и, по-видимому, цианобактерии. Первые выделения кораллов и криноидей появились на отдельных глыбах вулканических агломератов и карбонатные линзы и пласты нередко перемежаются с окисными гематит-магнетит-лимонитовыми рудами. Примерно с середины времени *Polygnathus varcus* конодонтовой шкалы началось образование окаймляющих рифов, которые быстро сменились образованием атолловидных рифов; формирование последних продолжалось до зоны *P. asymmetricus* или включало ее самую нижнюю часть. Следующая стадия охватывает нижнюю часть зоны *P. asymmetricus* и зону *Ancyrognathus triangularis*, характеризуется некоторым ослаблением рифообразования, исчезновением атоллов и появлением бескаркасных построек типа иловых холмов. Время нижней подзоны – *Palmatolepis gigas* – это время перерыва рифообразования соответствующего первому событию Kellwasser. Наконец, завершающая стадия постепенного прекращения рифообразования приходится на зону Upper *P. gigas*, а в подзоне Uppermost *P. gigas* рифов уже нет. Полностью отсутствуют рифы в вышележащих фаменских отложениях, которые представлены глубоководными пелагическими фациями.

#### НЕКОТОРЫЕ СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО РИФООБРАЗОВАНИЯ

Приведенные выше материалы по распределению рифовых образований и изменению их характера подтверждают известное положение о значительном ослаблении и даже прекращении рифообразования в позднем девоне. Вместе с тем эти материалы позволяют выявить и многие важные детали этого процесса (рис. 7).

1. Одновременно с общим снижением интенсивности рифообразования происходит и смена основных рифостроящих организмов и, соответственно типов рифовых образований. Состав франских рифостроителей достаточно разнообразен; в рифах разных районов описаны строматопороидеи (*Actinostroma*, *Amphipora*, *Clathrodictyon*, *Herronostroma*, *Labechia*, *Parallelopora*, *Paramphipora*, *Stachyodes*, *Striatopora*, *Stromatopora*), табуляты (*Alveolitella*, *Alveolites*, *Cladopora*, *Pachypora*, *Scoliopora*, *Syringopora*, *Thamnopora*), ругозы (*Disphyllum*, *Endophyllum*, *Hexagonaria*, *Macgeea*, *Neostrophophyllum*, *Peneckiella*, *Phillipsastrea*, *Tabellaephyllum*, *Tabulophyllum*, *Thamnophyllum*), цианобактерии (*Bevoacaria*, *Coactilum*, *Epiphyton*, *Garwoodia*, *Girvanella*, *Izhella*, *Rectaguilina*, *Renalcis*, *Rothpletzella*, *Shuguria*, *Sphaerocodium*), водоросли зеленые (*Cateniphycus*,

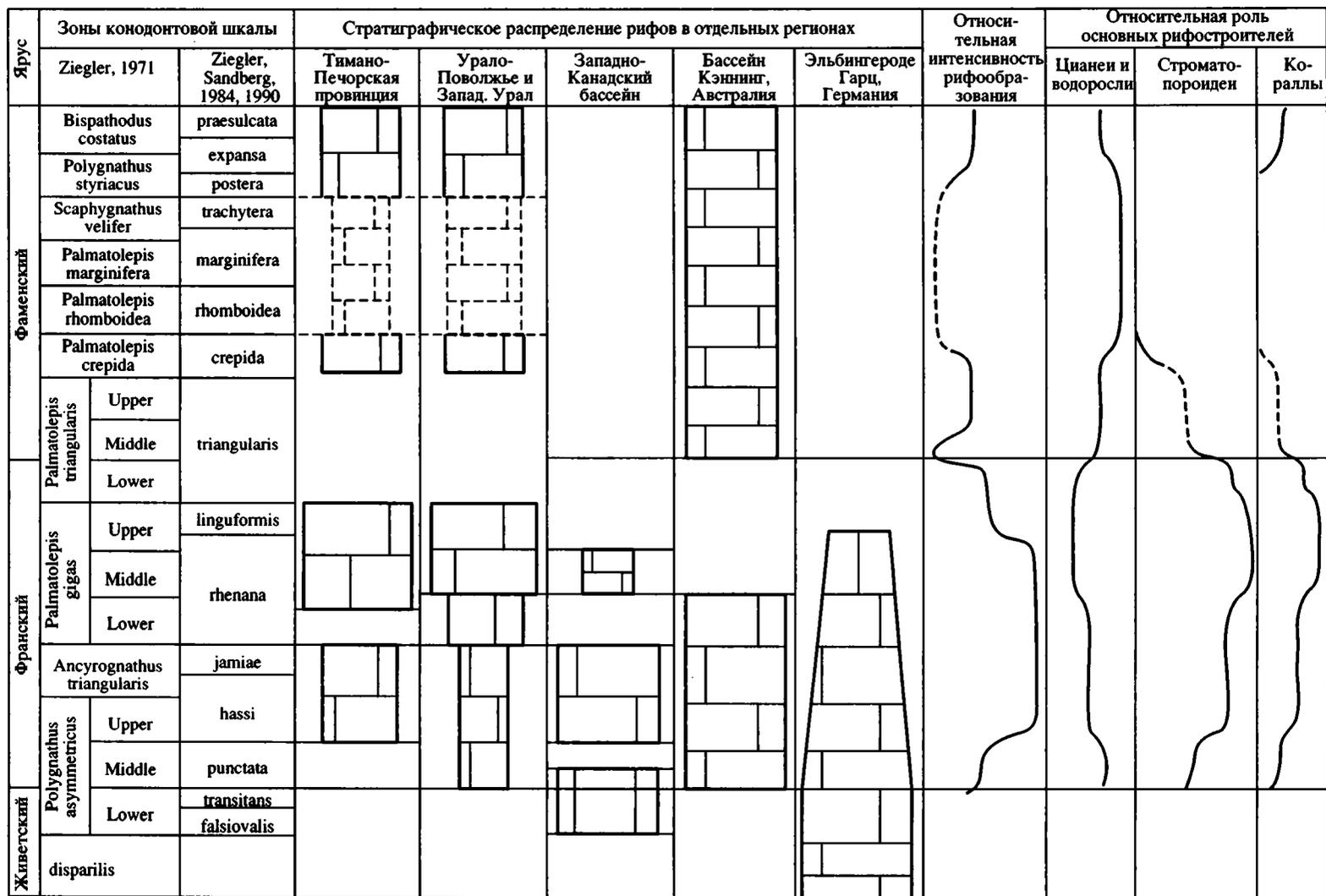


Рис. 7. Общая схема позднедевонского рифообразования. Прямоугольниками показаны интервалы рифообразования, а их ширина отражает его относительную интенсивность. Пунктиром показаны не точно документированные и предполагаемые интервалы развития рифов и участие в их строении тех или иных рифостроителей.

*Dasyporella*, *Issinella*, *Kamaena*, *Litania*, *Maksimovia*, *Nodosinella*, *Palaeoberesella*, *Poncetella*, *Rabdoporella*, *Sphaeroporella*, *Wetheredella*), багряные (*Katavella*, *Parachaetetes*, *Solenopora*, *Tubomorphophyton*), реже встречаются рецептакулиты, губки, мшанки, харовые водоросли (*Umbella*), строматолиты.

В фамене состав рифостроителей резко сокращается и ведущее значение имеют цианобактерии и водоросли при незначительном по сравнению с франским веком изменении родового состава. В этой связи каркасные рифы франа сменяются в фамене бескаркасными рифами типа иловых холмов.

2. Смена рифостроителей и типов рифов лишь в самом общем виде может быть приурочена к границе франского и фаменского ярусов. Устанавливается, по крайней мере, три уровня прекращения каркасного рифообразования.

В Западно-Канадском бассейне, бассейне Кэннинг Австралии, Алазейской зоне, в Гарце (рифовый комплекс Эльбингероде), частично Тимано-Печорской провинции (Предуральский прогиб) формирование рифов заканчивается ниже верхней границы франского яруса – в зонах *Lower* или *Middle Palmatolepis gigas*. При этом в Западно-Канадском бассейне оно реально прекращается в зоне *Ancurognathus triangularis* (рифы формации Ледюк), так как постройки формации Ниску (*Middle Palmatolepis gigas*) крайне редки, маломощны и слабо выражены. В Нижнем Поволжье рифообразование продолжалось до конца франского века. В Волго-Уральской области, Тимано-Печорской провинции и частично на Урале каркасное рифообразование, хотя и в ослабленной форме продолжалось еще в начале фамена. В этих районах строматопороидеи и кораллы присутствуют и в рифах нижнего фамена. Новое появление каркасных организмов, а именно кораллов, отмечается в рифах лишь в конце фамена и не повсеместно (Волго-Уральская провинция, частично Урал). В бассейне Кэннинг и по обрамлению Прикаспийской впадины рифы известны и в фамене, но с иным составом рифостроителей.

Таким образом, смена характера рифообразования происходила геологически достаточно быстро, но отнюдь не мгновенно. Это заставляет усомниться в астрономической катастрофе – столкновении Земли с астероидом или гигантским метеоритом, столкновении, обусловившем событие *Kellwasser*, как основной причины массового вымирания и смены фаун и обусловленной этим изменением типов рифов. Практически повсеместно, или по крайней мере в большинстве случаев, отмечается последовательное, хотя и быстрое ослабление рифообразования и исчезновение представителей каркасной фауны, как важнейших рифостроителей. В целом этот процесс охватил поздний фран – ранний фамен, причем в

разных районах он заканчивался в разное время. Последнее обстоятельство также несовместимо с наличием мгновенно действующей внешней причиной. Действительно, установлено, что по крайней мере 20 родов строматопороидей – важнейших каркасных организмов-рифостроителей в основном из семейства *Labechiidae* и частично *Actinostromatidae* (род *Clathrodiction*) пережили этот кризис и принимали участие в формировании фаменских рифов (Stein, 1987).

3. Интенсивность каркасного франского рифообразования по сравнению со среднедевонским и по разрезу самого франского яруса далеко не одинакова в разных регионах. В Западной Канаде, Гарце, частично на Урале оно проявляется слабее, чем среднедевонское, и, как отмечено выше, – заканчивается ранее конца франского века. На востоке Восточно-Европейской платформы живетские, нижнефранские рифы развиты крайне ограничено; рифы начинают формироваться не ранее зоны *Middle Polygnathus asymmetricus* и достигают максимума в позднем фране в зоне *Palmatolepis gigas*.

Менее ясна и определена картина фаменского рифообразования, что в значительной степени связано с меньшим развитием рифов этого возраста и их слабой выраженностью. Определенную роль играет и то обстоятельство, что не все образования подобного рода определяются как рифы и соответственно не выделяются и не датируются. В целом можно полагать, что намечается два относительных слабо выраженных максимума рифообразования – ниже- и верхнефаменский с некоторым ослаблением в среднем фамене. При ведущем значении цианобактерий и водорослей в раннем фамене в строении рифов принимали участие также строматопороидеи и в меньшей степени кораллы, а в позднем – кораллы.

4. В строении и развитии рифов эпиконтинентальных и океанических бассейнов имеются как общие черты, так и определенные различия. В обоих случаях известны все основные типы рифов – протяженные асимметричные рифовые системы – барьерные и краевые рифы (рифовые системы востока Восточно-Европейской платформы и Камско-Кинельской впадины, с одной стороны, и Брабантского массива с другой), одиночные изолированные внутрибассейновые рифы (некоторые рифы Тимано-Печорской провинции и Камско-Кинельской впадины на платформах и рифовые образования Гарца – Ибергер и Эльбингероде во внеконтинентальных морях), а также небольшие рифы и другие типы органо-генных построек на шельфах. Таковы, например, постройки Татарского свода, шельфа бассейна Кэннинг и шельфа Брабантского массива. В общем виде сопоставимы мощности рифов этих двух областей – максимальные значения в обоих

случаях достигают нескольких сотен метров. К примеру, живетско-франский рифовый комплекс Эльбингероде имеет мощность около 600 м, а верхнефранские рифы Кыновско-Чусовского поднятия на Западном Урале около 400 м, алатырско-воронежский Коробковский риф Нижнего Поволжья – около 500 м.

Основное же различие заключается в тектоническом положении рифов. В эпиконтинентальных морях они располагаются на склонах внутриплатформенных поднятий, бортах внутриплатформенных и краевых впадин, на отдельных локальных антиклинальных поднятиях. В океаническом же секторе рифы обрамляют внутриокеанические микроконтиненты и жесткие блоки (Казахстанский, Таримский, Брабантский и др.) и нередко располагаются на вулканических постройках, в том числе в вулканических дугах (рифы Гарца, Южно-Тяньшаньской, Джунгаро-Балхашской и других дуг). Это определяет и несколько различный характер формаций, с которыми связаны рифы разных областей. На платформах это преимущественно карбонатные, реже глинисто-карбонатные и битуминозно-кремнистые глинисто-карбонатные формации, в океаническом секторе в эту ассоциацию включаются вулканогенно-осадочные, туффитовые и кремнистые формации. Некоторые различия имеются в морфологии рифов. Так, на платформах в условиях менее контрастного рельефа и меньшей контрастности тектонических движений нередко образуются достаточно значительные по площади рифы, которые часто описываются термином “банка” (Суон-Хиллс в Западной Канаде, Западно-Вуктыльская и Сандивейская в Тимано-Печорской провинции и др.).

Позднедевонское рифообразование океанического сектора обычно продолжает среднедевонское, а в эпиконтинентальных морях оно, как правило, самостоятельно; исключение, по-видимому, представляет Западно-Канадский бассейн, где значительно развиты среднедевонские рифы. Одновременно, в хорошо изученных разрезах установлено, что в океаническом секторе рост рифов нередко завершается раньше, чем в эпиконтинентальных, хотя это положение отнюдь не абсолютно, так как в Западно-Канадском бассейне оно также завершается к позднему франу. По-видимому, более активные и более контрастные прогибания океанического сектора обуславливают более раннее начало роста рифов, но одновременно и более раннее прекращение их развития.

Наконец, фаменские рифы формировались главным образом на платформах (исключением является опять-таки Западная Канада, где фаменские рифы практически отсутствуют), а в океаническом секторе они имеются только на жестких блоках и микроконтинентах (Брабантский мас-

сив, Казахстанский микроконтинент), в то время как в трогах и на вулканических поднятиях франские одиночные рифы перекрываются нерифовыми, часто пелагическими отложениями. В этом отношении данные образования в фамене представляли собой аналог гайотов или морских холмов (seamounts) современных океанов.

Следует, однако, еще раз подчеркнуть, что многие различия рифов эпиконтинентальных и океанических бассейнов имеют сугубо качественный, не абсолютный характер и отражают скорее тенденции, чем строгие правила.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Поздний девон – это эпоха резкого ослабления рифообразования и одновременно время смены каркасных рифов, построенных строматопоридеями, ругозами, табулятами, рецептакулитами, цианобактериями и разнообразными водорослями, бескаркасными, в образовании которых основную роль играли цианобактерии и водоросли. В самом первом приближении эта смена приурочена к границе франского и фаменского ярусов, однако растянута во времени и происходила в течение позднего франа – раннего фамена, причем не синхронно в различных регионах. Данное обстоятельство не позволяет связывать изменение характера рифостроения и смены типов рифостроителей с астрономическими причинами – столкновением Земли с астероидом или гигантским метеоритом – и имеет сугубо геологические причины.

2. Рифы платформенных областей развивались на склонах внутриплатформенных поднятий, бортах внутриплатформенных и краевых впадин и ассоциируют с карбонатными, глинисто-карбонатными, битуминозно-кремнистыми глинисто-карбонатными формациями. Рифы океанических областей располагались на склонах микроконтинентов и сравнительно небольших внутриокеанических стабильных блоков, а также на вулканических постройках и ассоциируют с терригенно-карбонатными, вулканогенно-осадочными, туффитовыми и кремнистыми формациями.

3. Намечается тенденция более раннего – уже со среднего девона – появления рифов в океаническом секторе по сравнению с континентальным и более раннее – ко второй половине франского века – прекращение рифообразования. В фамене они представляли собой аналог гайотов современных океанов. Фаменские рифы более широко представлены на платформах и ограничено в океаническом секторе, где они имеются только в пределах микроконтинентов.

Автор весьма признателен своим рецензентам М.А. Жаркову и А.С. Алексееву за доброжелательный разбор рукописи, полезные дискуссии и

помощь в оформлении окончательного варианта статьи.

Работа выполнена при поддержке Минобробразования РФ по фундаментальным исследованиям (грант № Е-00-90-103) и РФФИ (грант № 02-05-64-181).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И.* Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.
- Антошкина А.И., Елисеев А.И.* Палеозойские рифы севера Урала и сопредельных областей // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Тр. Ин-та геологии Коми научн. Центра УрО АН СССР; Вып. 67. 1988. С. 5–21.
- Барсков И.С., Алексеев А.С., Кононова Л.И.* Развитие конодонтов на рубеже девона и карбона. Граница девона и карбона на территории СССР. Минск: Наука и техника, 1988. С. 286–293.
- Беляева Н.В., Корзун А.Л., Петрова Л.В.* Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы (в связи с формированием рифовых резервуаров). СПб.: Наука, 1998. 154 с.
- Вишневский А.Н., Ваганов С.У.* Органогенные постройки юго-западного склона хр. Тас-Хаяхта // Минералогия, тектоника и стратиграфия складчатых районов Якутии. Якутск: Якутский ун-тет, 1986. С. 92–98.
- Домрачев С.М.* Девон хребта Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала // Девон Западного Приуралья. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1952. С. 5–121.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Ивановский А.Б., Космынин В.Н., Кузнецов В.Г. и др.* Этапность рифообразования в палеозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 18–23.
- Корольюк И.К., Михайлова М.В., Равикович А.И. и др.* Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975. 236 с.
- Кузнецов В.Г.* Эволюция и цикличность палеозойского рифообразования в пределах России и смежных государств // Литология и полезн. ископаемые. 1996а. № 2. С. 115–126.
- Кузнецов В.Г.* Геодинамическая и формационная приуроченность палеозойских рифов России и смежных территорий // Докл. РАН. 1996б. Т. 351. № 3. С. 366–369.
- Кузнецов В.Г.* Бескаркасные рифы – типы, строение, положение в геологическом разрезе. Сообщение 1. Постановка проблемы. Постройки кубковидных организмов // Литология и полезн. ископаемые. 1996в. № 5. С. 493–501.
- Кузнецов В.Г.* Бескаркасные рифы – типы, строение, положение в геологическом разрезе. Сообщение 2. Иловые холмы и постройки, сложенные онколитоподобными образованиями. Общая характеристика бескаркасных рифов // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 6. С. 602–613.
- Кузнецов В.Г.* Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран. М.: ГЕОС, 2000. 228 с.
- Меннер В.Вл.* Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука, 1989. 133 с.
- Меннер В.Вл., Михайлова М.В., Шувалова Г.А. и др.* Верхнедевонские карбонатные банки на севере Предуральяского краевого прогиба // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: ИГИРГИ. 1991а. С. 122–136.
- Меннер В.Вл., Саяпина Л.С., Баранова А.В., Шувалова Г.А.* Региональные особенности размещения рифогенных образований и новая модель литофациальной зональности во франских и нижнефаменских толщах Хорейверской впадины // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: ИГИРГИ. 1991б. С. 56–72.
- Мирчинк М. Ф., Мкртчян О.М., Хатьянов Ф.И. и др.* Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков. М.: Недра, 1974. 152 с.
- Овнатанова Н.С., Кононова Л.И.* Мелководные франские комплексы конодонтов центральных районов Русской платформы // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отдел геол. 1999. Т. 74. Вып. 1. С. 56–68.
- Овнатанова Н.С., Кузьмин А.В., Мельникова Л.И., Евгенова О.Д.* Значение конодонтов для датировки рифогенных толщ верхнего девона Тимано-Печорской провинции // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: ИГИРГИ, 1991. С. 86–97.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы, с региональными стратиграфическими схемами. Ленинград, 1988 г. Девонская система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 58 с.
- Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И. и др.* Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М.: Центральный региональный геологический центр. 1995. 265 с.
- Трохова А.А.* Органогенные постройки верхнего девона-турне востока Волго-Уральской провинции (особенности строения, распространения и нефтегазоносности) // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: ИГИРГИ, 1991. С. 4–26.
- Хайн В.Е., Сеславинский К.Б.* Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.
- Чочиа Н.Г.* Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 406 с.
- Чувашов Б.И.* История развития и биомическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука, 1968. 132 с.
- Шуйский В.П.* Фациальная природа фамен-турнейских отложений Киенгоского вала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 54–70.
- Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikitin A.M.* The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. № 268. P. 149–168.

- Birenheide R.* Zur geographi lebender und devonischer Riffe // *Natur und Museum*. 1978. Bd. 108. Heft 9. S. 274–280.
- Bless M.J.M., Bouckaert J., Conil R. et al.* Pre-Permian depositional environments around the Brabant massif in Belgium, the Netherlands and Germany // *Sediment. Geology*. 1980. V. 27. P. 1–81.
- Clayes Ph., Casier J.-G., Margolis S.V.* Microtectites and mass extinctions: Evidence of a Late Devonian asteroid impact // *Science*. 1992. V. 257. № 5073. P. 1104–1106.
- Copper P.* Enigmas in Phanerozoic reef development // *Mem. Assoc. Australas. Palaeontol.* 1989. V. 8. P. 371–385.
- Donovan S.K.* Introduction // *Mass extinctions: processes and evidence*. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart. 1989. P. XI–XIV.
- Dressen R., Bless M.J.M., Conil R. et al.* Depositional environment, paleoecology and diagenetic history of the “Marble Rouge a Crinoïdes de Baelen” (Late Upper Devonian, Verviers synclinorium, Eastern Belgium) // *Ann. Soc. Gel. Belgique*. 1985. T. 108. P. 311–359.
- Druce E.C.* Conodont biostratigraphy of the Upper Devonian reef complexes of the Canning basin, Western Australia. Canberra: Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics. 1976. 303 p.
- Fluegel E., Fluegel-Kahler E.* Phanerozoic reef evolution: basic questions and data base // *Facies*. 1992. V. 26. P. 167–278.
- Franke W.* Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon und Untercarbon 111, NW – Harz, W-Deutschland) // *Geol. Jahrb. Reihe A*. 1973. Heft 11. 127 S.
- Fuchs A.* Charakter und Ende der devonischen Riffentwicklung im Elbingeroder Komplex (Harz) // *Facies*. 1990. V. 23. P. 97–108.
- Glenister B.F., Klapper G.* Upper Devonian conodonts from the Canning basin, Western Australia // *J. Paleontology*. 1966. V. 40. № 4. P. 777–842.
- Golonka J., Ross M.J., Scotese C.R.* Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // *Pangea: Global environments and resources*. Canad. Soc. petroleum geol. 1994. Memoir 17. P. 1–47.
- Hladil J.* Trends in the development and cyclic patterns of Middle and Upper Devonian buildups // *Facies*. 1986. V. 15. P. 1–34.
- Krebs W.* Devonian carbonate complexes of Central Europe. // *Reefs in Time and Space*. SEPM Sp. Publ. № 18. 1974. Tulsa. P. 155–208.
- Loevezijs van G.B.S.* Carbonate Sedimentation on intracratonic Late Devonian platforms in the Cantabrian mountains (Spain) // *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 1987. Band 138. Teil 1. P. 197–209.
- Mineral deposits of Canada. Index to principal oil and gas fields. Geol. Surv. Canada. Ottawa, 1969.
- Mistian B.* Niveaux construits a Bryozoaires *Fistuliporides* dans le Devonien de l’Hazarajat, Afghanistan central // *Bull. Soc. geol. France*. 1980. V. 22. Ser. 7. P. 103–113.
- Moore P.F.* Devonian reefs in Canada and some adjacent areas. In: *Reefs Canada and adjacent areas*. Eds. Geldsetzer H., James N., Tebbutt G. Canad. Soc. Petrol. Geol. Memoir 13. Calgary. 1988. P. 376–390.
- Playford Ph.E.* Devonian “Great Barrier Reef” of Canning Basin, Western Australia // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1980. V. 64. № 6. P. 814–840.
- Playford Ph.E., Hurley N.F., Kerans Ch., Middleton M.F.* Reefal platform development, Devonian of the Canning basin, Western Australia // *Control on Carbonate Platform and Basin Development*. SEPM Sp. Publ. № 44. 1989. Tulsa. P. 187–202.
- Scotese C.R., McKerrow W.S.* Paleozoic world maps and symposium introduction. In: *Paleozoic Paleogeography and Biogeography*. Geol. Soc. London. 1990. Memoirs. № 12. P. 1–12.
- Stearn C.W.* Effect of the Frasnian-Famennian extinction event on the stromatoporoids // *Geology*. 1987. V. 15. № 7. P. 677–679.
- Talent J.A.* Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis? // *Senckenbergiana lethaea*. 1988. Bd. 69. № 3/4. S. 315–368.
- Veevers J.J., Wells A.T.* The Geology of the Canning basin, Western Australia. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Bull. № 60. 1961. Sydney. 323 p.
- Weller H.* Facies and development of the Devonian (Givetian/Frasnian) Elbingerode reef complex in the Harz area (Germany) // *Facies*. 1991. V. 25. P. 1–50.
- Ziegler W.* Conodont stratigraphy of the European Devonian // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 127. 1971. P. 227–284.
- Ziegler W., Sandberg C.* *Palmatolepis* – based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation // Ed. Clark D.L. *Conodont biofacies and provincialism*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1984. № 196. P. 179–194.
- Ziegler W., Sandberg S.A.* The Late Devonian Standard Conodont Zonation // *Cour. Forsch. Senckenberg*. 1990. № 121. 115 p.

Рецензенты А.С. Алексеев, М.А. Жарков

УДК 551.736.1(470.55). 57)

## НИЖНЯЯ ПЕРМЬ ОКРЕСТНОСТЕЙ СЕЛА ВЕРХНЕОЗЕРНОЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2002 г. Э. Я. Левен\*, М. С. Бойко\*\*, А. Н. Реймерс\*\*\*, Т. Б. Леонова\*\*,  
М. Ф. Богословская\*\*

\* Геологический институт РАН, Москва

\*\* Палеонтологический институт РАН, Москва

\*\*\* Московский государственный университет, Москва

Поступила в редакцию 19.02.2000 г., получена после доработки 21. 06. 2000 г.

Описан и охарактеризован фузулинидами, аммоноидеями и конодонтами один из наиболее полных разрезов перми Южного Урала, охватывающий интервал от середины ассельского яруса до артинского, включительно. Установлена принадлежность верхней половины ускалыкской свиты к верхней зоне ассельского яруса. Получены дополнительные данные в пользу понижения границы ассельского и сакмарского ярусов от кровли курмаинской свиты, по крайней мере, до ее верхней трети. По аммоноидеям определена граница сакмарского и артинского ярусов, которая совпадает с границей, предлагаемой в Кондуровском разрезе. Наряду с ним, рассматриваемый разрез может быть рекомендован в качестве международного стандарта этой границы или “точки глобального стратотипа границы” (GSSP).

*Ключевые слова.* Стратиграфия, пермская система, фузулиниды, аммоноидеи, конодонты, Южный Урал.

### ВВЕДЕНИЕ

Одной из наиболее актуальных задач пермской стратиграфии сейчас является уточнение объемов и границ ярусов пермской системы и определение для каждого из них лимитотипов или, так называемых, точек глобального стратотипа границы (GSSP). Наиболее перспективным для определения и фиксации нижней и верхней границ сакмарского яруса является известный разрез у, расположенный у станции Кондуровка в Оренбургской области на Южном Урале. В последние годы он активно изучался специалистами из Уральского научного центра во главе с Б.И. Чувашовым (Чувашов и др., 1991, Chuvashov, 1999), а также В.И. Давыдовым совместно с сотрудниками университета г. Бойси (США) (Wardlaw et al., 1999). В результате намечены уровни, на которых предполагается зафиксировать границы этого яруса. Однако палеонтологически они обоснованы пока не очень надежно, поэтому возникла необходимость проверить эти выводы на других разрезах. По рекомендации Б.И. Чувашова в качестве такого разреза выбран разрез у села Верхнеозерное, расположенный в нескольких километрах южнее Кондуровского разреза. Работами В.П. Пнева и его коллег (Пнев, Полозова, 1981) здесь была намечена граница сакмарского и артинского ярусов, и в нашу задачу входило уточнение ее положения и критериев проведения. Предполагалось также определить нижнюю границу сакмарского яруса.

К сожалению, весьма ограниченное финансирование полевых работ не позволило осуществ-

вить их в необходимом объеме и их можно рассматривать, скорее, как рекогносцировочные. Тем не менее, полученные данные существенно дополняют материалы В.П. Пнева и А.Н. Полозовой (1981), которыми описана только верхне-сакмарская и артинская части разреза, и позволяют внести некоторые коррективы в палеонтологическое обоснование составляющих разрез стратиграфических подразделений. Образцы с фузулинидами были собраны с 28-ми уровней, начиная с ассельского яруса и кончая артинским ярусом, включительно. Из них изготовлено 650 ориентированных прозрачных шлифов. По всему разрезу взято 60 проб на конодонты весом от 1-го до 3-х кг. Конодонты обнаружены в 12 пробах (7 из ускалыкской и курмаинской свит и 5 из пограничных сакмарско-артинских слоев). Определения ископаемых, списки которых приведены в статье, осуществлялись Э.Я. Левеном (фораминиферы), А.Н. Реймерсом (конодонты), Т.Б. Леоновой, М.Ф. Богословской и М.С. Бойко (аммоноидеи).

### ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первое описание разреза “Верхнеозерный” было сделано И.В. Хворовой (1961) и носило, в основном, литологический характер. В 1981 г. опубликована статья В.П. Пнева и А.В. Полозовой, в которой этот разрез предлагается считать опорным для артинского яруса Урала. Дано подробное описание артинской части разреза и приведены списки найденных фораминифер и аммоноидей. Интересующая нас нижняя граница ар-

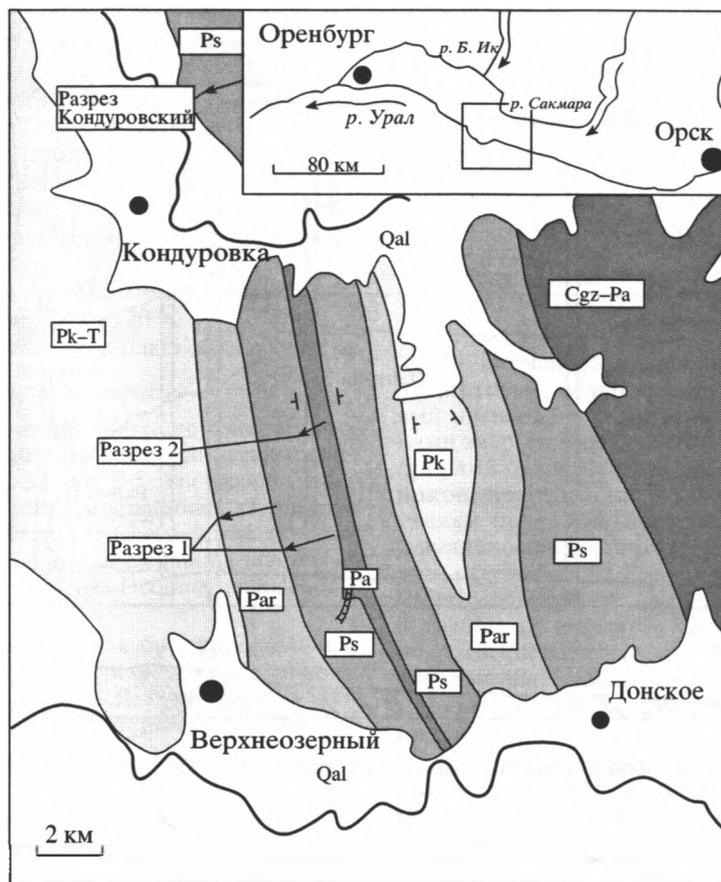


Рис. 1. Схема расположения района исследования.

Cgz-Pa – гзельский и ассельский ярусы; Ps – сакмарский ярус; Par – артинский ярус; Pk – кунгурский ярус; Pk-T – кунгурский ярус и триас; Qal – четвертичные отложения.

тинского яруса проведена в подошве слоя 6 по появлению комплекса фузулинид, определенных как *Pseudofusulina livae* Shirinkina et Morozova, *P. pauli* Shirinkina и *P. cf. schellwieni* Vissarionova. Первые два из этих видов являются *nomen nudum* и, возможно, под другими названиями описаны в статье А.П. Ширинкиной и др. (1980), посвященной нижнеартинским фузулинидам Пермского Приуралья. Сакмарские фузулиниды приводятся из слоя, расположенного в 60 м ниже по разрезу от слоя 6. Аммоноидеями предлагаемая граница не обозначена. Ближайшие к ней находки этих ископаемых были сделаны в слое 7, но они представлены неопределенными до вида *Uraloceras* и *Agathiceras*, имеющими широкое стратиграфическое распространение. Первые типично артинские *Neoshumardites triceps* Ruzhencev указаны лишь в слое 14, т.е. в 300 м выше границы. Очевидно, что опираясь на эти данные, говорить о точном положении нижней границы артинского яруса в рассматриваемом разрезе не приходится.

В статье В.П. Пнева и А.В. Полозовой (1981) описание разреза начинается с верхней части сак-

марского яруса. Нижняя его часть не рассматривается. Сильно обобщенная колонка Верхнеозерного разреза от курмаинской до актастинской свит помещена в статье Е.В. Мовшовича и др. (1979), в которой впервые дается характеристика конodontовых комплексов и предлагается опустить нижнюю границу сакмарского яруса, по крайней мере, в середину курмаинской свиты. Приведенными публикациями исчерпываются сведения о рассматриваемом разрезе. Вместе с тем, он расположен всего лишь в 10 км южнее известного и хорошо изученного Кондуровского разреза и, как будет показано ниже, по полноте, насыщенности ископаемыми и степени обнаженности пород ничем ему не уступает, а в чем-то и превосходит.

## ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

В окрестностях села Верхнеозерное нами описано два разреза. Первый из них проходит примерно там же, где и разрез В.П. Пнева и А.Н. Полозовой (1981) второй – несколько севернее (рис. 1, 2).

**Разрез 1** расположен в 3–4-х км к северу от села Верхнеозерное на водораздельном простран-

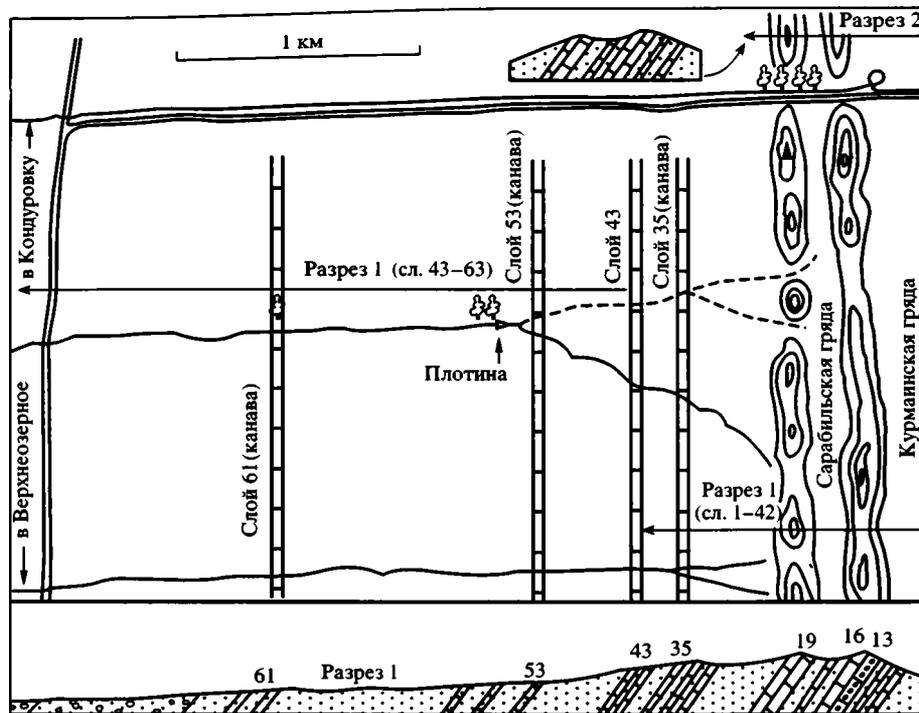


Рис 2. Схема расположения изученных разрезов. Усл. обозначения см. на рис. 3.

стве между реками Урал и Сакмара. Пересекая его с севера на юг, здесь протягивается хорошо выраженный в рельефе хребет, образуемый двумя параллельными гребнями, сложенными известняками курмаинской и сарабильской свит. Западный склон хребта распадается на серию постепенно понижающихся на запад параллельных водораздельных гряд. Они идут вкост простирания пород и по их гребням, вследствие лучшей обнаженности, хорошо наблюдается нормальная последовательность слоев. В структурном отношении описываемые отложения от ассельских известняков курмаинской свиты до гипсов кунгурского яруса образуют простую моноклиаль на западном крыле крупной меридиональной антиклинали, в ядре которой залегают терригенные породы ускалыкской свиты. В пределах моноклинали породы сохраняют устойчивые западные падения под углом 55°.

Описание разреза начато от ядра антиклинали и продолжено на запад через курмаинскую и сарабильскую известняковые гряды и далее по водоразделу, разделяющему два ручья, северный из которых перегороден небольшой плотиной (рис. 2). Если не считать известняков курмаинской и сарабильской свит, обнаженность разреза неудовлетворительная. Хорошо обнажены лишь маломощные прослои наиболее плотных пород – известняков, грубозернистых известковистых песчаников, известковистых алевролитов. Они образуют четко выраженные в рельефе грядки, легко прослеживаемые по простиранию. Основная же часть

разреза, сложенная относительно рыхлыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, обнажена плохо, и о характере пород иногда можно судить лишь по высыпкам.

#### Ускалыкская свита

Разрез начинается с ускалыкской свиты, обнажающейся в ядре антиклинали. Она представлена своей верхней частью, в которой выделяются (снизу вверх):

1. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, алевролитистые. В верхней части прослой (1.5 м) афанитовых и шламовых известняков с обломками брахиопод и члеников криноидей. Обнаружены конодонты – *Mesogondolella cf. oliquimarginata* Chernykh. Мощность 10 м.
2. Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и песчаных известняков. Мощность 20 м.
3. Известняки плотные микритовые, местами окремненные. Мощность 10 м.
4. Песчаники граувакковые, сильно выветрелые с прослоем песчаных фузулиновых известняков. Мощность 42 м.
5. Известняки песчано-детритовые и микритовые. Мощность 10 м.
6. Плохообнаженный участок. В высыпках мелкозернистые песчаники и алевролиты. Мощность 40 м.
7. Переслаивание песчаников, песчаных и микритовых известняков, иногда сильно окремненных. В известняках конодонты – *Mesogondolella dentiseptata* Chernykh, *Streptognathodus elongatus* Gunnell, *S. simplex* Gunnell, *S. longissimus* Chernykh et Reshetkova. Мощность 20 м.

8. Переслаивание песчаников и песчаных известняков с редкими фузулинидами (*Sphaeroschwagerina* sp.). Мощность 15 м.

9. Песчаники с тремя прослоями (по 1 м мощности) плотных мелкодетритовых окремненных известняков. Мощность 15 м.

10. Переслаивание песчаников, алевролитов и песчаных фузулиновых известняков. Мощность 25 м.

11. Песчаники с редкими прослоями микритовых известняков. Мощность 25 м.

12. Рыхлые песчаники с редкими высыпками микритовых известняков. Мощность 120 м.

Общая неполная мощность ускалыкской свиты 352 м.

#### Курмаинская свита

13. Известняки светло-серые плотные тонкозернистые и пелитоморфные средне- и тонкослоистые с линзочками и желваками кремней. Вблизи кровли слоя встречаются конодонты *Neostreptognathodus* cf. *merrilli* (Kozur), *Mesogondolella parafoliosa* Chernykh, *M. simulata* Chernykh et Reshetkova, *Gondolella elegantula* Stauffer et Plummer, *G. donbassica* Kozitskaja, *Declinognathodus lateralis* Higgins. Мощность 70–80 м.

14. Известняки толстослоистые брекчированные с прослоями более слоистых микритовых известняков. Слой отвечает "первой брекчии" В.Е. Руженцева (1951) в разрезе у станции Кондуровка. Мощность 15–20 м.

15. Известняки тонкослоистые микритовые. Мощность 17 м.

16. Конглобрекчии массивные известняковые, отвечающие "второй брекчии" В.Е. Руженцева (1951). В цементе брекчий встречаются обломки кораллов, мшанок, криноидей и редкие раковины фузулинид, большая часть которых переотложена. Отсюда определены *Pseudoendothyra* sp., *Eostaffella* sp., *Ozawainella* sp., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Schubertella* aff. *kingi* exilis Sul., *Sch. paramelonica* Sul., *Pseudofusulinella* sp., *Triticites parvulus* Schellw., *Rugosofusulina* sp., *Pseudofusulina paragregaria* ascendens Raus. В самой кровле слоя в прослое мелкодетритовых известняков обнаружены конодонты – *Idiognathoides sulcatus* Higgins et Bouckaert, *I. sinuatus* Harris et Hillingsworth, *Streptognathodus ruzhencevi* Kozur, *S. aff. simplex* Gunnell, *S. aff. alekseevi* Barskov et al., *Declinognathodus lateralis* Higgins, *Mesogondolella longifolia* Chernykh, *M. aff. oliquimarginata* Chernykh. Мощность 3 м. Общая мощность свиты 100–120 м.

#### Карамурунская свита

17. Частое переслаивание тонкослоистых пелитоморфных, мергелистых, алевролитовых и песчаных известняков с песчаниками и алевролитами. 50 м.

18. Песчаники тонкослоистые зеленовато-бурые полимиктовые и алевролиты с тонкими прослоями более плотных и светлых алевролитовых известняков, число которых увеличивается вверх по разрезу. Прослой крупнозернистых песчаников содержат фрагменты раковин цефалопод, брахиопод, фузулинид, веточек мшанок и кораллов. К сожалению, из-за плохой сохранности все эти ископаемые оказались неопределимыми. Мощность 80 м.

#### Сарабильская свита

19. Известняки светлые слоистые, мелкодетритовые и пелитоморфные. В средней части отмечаются прослои крупнодетритовых известняков с фрагмента-

ми стеблей криноидей, сегментов мшанок, водорослей и редкими раковинами фузулинид *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Pseudofusulina* aff. *verneuili* (Moeller), *P. urdalensis abnormis* Raus., *Ps. urdalensis abbreviata* Rauser. Вблизи кровли в прослое обломочно-детритового известняка обнаружены переотложенные *Pseudoendothyra* sp. и *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.). В одном из образцов из верхней части свиты встречены аммоноидеи *Agathiceras uralicum* (Karpinsky) и конодонты *Mesogondolella bisselli minuta* Chernykh и *M. striata* Chernykh. Мощность 110 м.

#### Малоикская свита

20. Песчаники и алевролиты буровато-зеленые полимиктовые, мелкозернистые с подчиненными прослоями аргиллитов. Контакт с подстилающими известняками закрыт. В средней части слоя тонкие (до 10–15 см) прослои относительно плотных полимиктовых песчаников, переходящих в органогенно-детритовые известняки, более или менее обогащенные зернами кварца и вулканогенных пород. Из таких известняков определены фузулиниды *Pseudostaffella* sp., *Palaeostaffella* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Depratella* aff. *prisca* (Deprat), *Pseudofusulina* cf. *urdalensis* Rauser, *Ps. aff. gregaria* (Lee), *Ps. ex gr. moelleri* (Schellwien). Кроме того, в них присутствуют мелкие фораминиферы и неопределимые фрагменты скелетов мшанок, криноидей, водорослей, гоэнатитов. Мощность 50 м.

21. Плохо обнаженный участок. В высыпках рыхлые мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты. Вблизи кровли развиты средне- и грубозернистые, плотные тонкоплитчатые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с обломочно-детритовыми известняками. В детрите фрагменты скелетов мшанок и криноидей. Мощность 73 м.

22. Песчаники и алевролиты мелкозернистые. Редкие прослои более плотных песчаников. Обнаженность плохая. Мощность 60 м.

23. Песчаники полимиктовые средне- и грубозернистые плотные, образующие хорошо выраженную в рельефе грядку. Мощность 3 м.

24. Алевролиты и аргиллиты. Мощность 15 м.

25. Алевролиты известковистые плотные, выступающие в рельефе. Мощность 4 м.

26. Плохо обнаженный участок. В высыпках алевролиты и аргиллиты. Мощность 20 м.

Общая мощность малоикской свиты 225 м. Она более, чем в два раза меньше определяемой в расположенном севернее разрезе у ст. Кондуровка (Руженцев, 1951; Раузер-Черноусова, 1965). Трудно назвать причины столь сильных расхождений в оценке мощности. Вероятно, они складываются, как из реально действительно существующих вариаций мощности по простиранию свиты, так и из некоторой условности в проведении верхней границы последней. От вышележащей кондуровской свиты малоикская отличается лишь меньшим количеством прослоев известняков в терригенных породах. Поэтому не исключено, что нами она проведена несколько ниже, чем в разрезе, описанном Руженцевым. В пользу последнего предположения говорит завышенная мощность кондуровской свиты в нашем разрезе.

#### Кондуровская свита

27. Песчаники и алевролиты, в нижней части переходящие в песчано-детритовые известняки, содержа-

щие фрагменты скелетов мшанок, гастропод, двустворок, брахиопод, криноидей, багряных водорослей. Редкие фузулиниды представлены *Eostaffella* sp., *Pseudostaffella* sp., *Rugosofusulina intermedia* Suleimanov, R. aff. *serata valens* Rauser, R. aff. *pulchrella* Rauser, *Pseudofusulina lutuginiformis* Rauser, Ps. cf. *callosa proconcutas* Rauser. Мощность 14 м.

28. Песчаники полимиктовые мелкозернистые плотные, переслаивающиеся с алевролитами. Мощность 40 м.

29. Известняки плотные светлые пелитоморфные. Мощность 0.15 м.

30. Мелкозернистые песчаники и алевролиты с тремя прослоями пелитоморфных известняков. Мощность 12 м.

31. Известняки светло-серые, желтоватые пелитоморфные и мелкодетритовые. Мощность 1 м.

32. Песчаники буровато-серые, нечеткослоистые, мелко- и среднезернистые. Характерны шарообразные колонии кораллов. Мощность 50–60 м.

33. Известняки пелитоморфные мелкодетритовые. Мощность 0.15 м.

34. Песчаники мелко- и среднезернистые нечеткослоистые. Мощность 35 м.

35. Песчаники плотные полосчатые грубозернистые полимиктовые, переслаивающиеся с песчано-детритовыми известняками. Много фузулинид, мшанок; редкие брахиоподы, криноидеи и двустворки. Из фузулинид, большая часть которых переотложена, определены *Pseudoendothyra* sp., *Neostaffella umbilicata* (Putrja et Leontovich), *Wedekindellina uralica* (Dutkevich), *W. subovata* Safonova, *Parawidekindellina* aff. *kamensis* Safonova, *Aljutovella aljutovica* (Rauser), *Schubertella* cf. *kingi exilis* Suleimanov, *Fusulinella* cf. *paraschubertellinoides* (Putrja et Leontovich), *Fusulina* cf. *mjachkovensis* Rauser, *Montiparus* sp., *Rugosofusulina pristina* Kanmera, R. *pulchrella* Rauser, *Sphaeroschwagerina* sp., *Pseudofusulina lutuginiformis* Rauser, Ps. *sulcata* Korzhenevsky, Ps. *callosa* Rauser, Ps. *plicatissima* Rauser, Ps. *karagasensis karagasensis* Rauser, Ps. *karagasensis ventricosa* Rauser, Ps. ex gr. *moelleri* (Schellwien). Плотные породы описываемого слоя использовались в качестве бутового камня. Поэтому на протяжении нескольких километров вдоль него пробита канава, облегчающая прослеживание слоя по простиранию. Благодаря этому можно с уверенностью говорить о его соответствии слою "3" разреза, описанного В.П. Пневным и А.Н. Полозовой (1981). Мощность 2 м.

36. Песчаники мелкозернистые, переслаивающиеся с алевролитами. Мощность 50–60 м.

37. Песчаники и алевролиты полимиктовые, в разной степени известковистые, переслаивающиеся с детритовыми известняками, содержащими фрагменты скелетов мшанок, криноидей, раковины фузулинид (*Pseudofusulina* cf. *callosa* Rauser), а также аммоноидеи *Andrianovia sakmarae* (Ruzhencev), *Neopronorites tenuis* (Karpinsky), *Medlicottia semota* Ruzhencev, *Metalegoceras poinskyi* Ruzhencev, *M. gerassimovi* Ruzhencev, *Agathiceras uralicum* (Karpinsky), *Crimites subkrotowi* Ruzhencev, *Eoasianites* sp., *Thalassoceras multifidum* Ruzhencev, *Uraloceras limatulum* Ruzhencev, *Paragastrioceras sintasense* Ruzhencev. Обнаружены конодонты *Mesogondolella lata* Chernykh, *M. pseudostrata* Chernykh, *Idiognathodus* sp. Мощность 10 м.

38. Песчаники мелкозернистые и алевролиты; в нижней части тонкий (0.3 м) прослой грубозернистых песчаников, переходящих в обломочно-детритовые

известняки с фузулинидами *Occidentoschwagerina* ? sp., *Pseudofusulina* cf. *irginensis* Schirinkina, Ps. cf. *moelleri* (Schellwien), Ps. *decurta* (Korzhenevsky), Ps. *verneuili* brevis Rauser, Ps. aff. *vissarionovae ampla* Schirinkina, Ps. cf. *declinata* Korzhenevsky, Ps. cf. *plicatissima* Rauser, Ps. *callosa proconcutas* Rauser. Мощность 55 м.

39. Песчаники грубозернистые полимиктовые, обогащенные органометрическим детритом и участками переходящие в обломочно-детритовые известняки. Мощность 1.5 м.

40. Песчаники мелкозернистые рыхлые. Мощность 12 м.

41. Известняки тонкоплитчатые, плотные, мелкодетритовые и пелитоморфные с тонким (0.15 м) прослоем крупнодетритовых известняков с раковинами мелких фораминифер, фрагментами скелетов багряных водорослей, мшанок, криноидей, двустворок, шарообразными колониями кораллов. Много фузулинид *Pseudoendothyra* sp., *Kanmeraia alfa* (Verville, Thompson et Lokke) *Pseudofusulina pedissequa pedissequa* Vissarionova, Ps. *pedissequa adjuncta* Schirinkina, Ps. *buranchini* Rauser, Ps. aff. *urdalensis* Rauser. Редкие аммоноидеи представлены *Andrianovia sakmarae* (Ruzhencev), *Agathiceras uralicum* (Karpinsky), *Neopronorites* sp. Найдены единичные конодонты *Mesogondolella* aff. *lata* Chernykh. Мощность 2 м.

42. Песчаники мелкозернистые. Мощность 12 м.

43. Известняки плотные мелкодетритовые и пелитоморфные с редкими аммоноидеями *Artinskia artiensis* (Grunewaldt), *Neopronorites* aff. *skvorzovi* (Tchernow), *Neoschumardites* sp. (aff. *N. triceps*) и конодонтами *Streptognathodus elongatus* Gunnell, *S. constrictus* Chernykh et Reshetova, *Hindeodus minutus* (Ellison), *Mesogondolella bisselli* Clark et Behnken, *M. visibilis* Chernykh. Мощность 4 м.

Общая мощность кондуровской свиты 310 м.

#### Актастинская свита

По слою 43 сделан переход на 1 км на север до ручья с плотной (рис. 2). Разрез продолжен по правому борту ручья. На слое 43 здесь залегают:

44. Песчаники и алевролиты полимиктовые с небольшими прослоями аргиллитов. Мощность 140 м.

45. Известняки плитчатые пелитоморфные и мелкодетритовые. Мощность 0.5 м.

46. Песчаники полимиктовые среднезернистые. Мощность 25 м.

47. Алевролиты и песчаники плотные мелкозернистые, переходящие в песчано-детритовые известняки с редкими фузулинидами *Pseudoendothyra* sp., *Schubertella* sp., *Rugosofusulina* sp., *Pseudofusulina* ex gr. *moelleri* (Schellwien), Ps. *sterlitamakensis* Grozdilova, а также аммоноидеями, мшанками и криноидеями плохой сохранности. Мощность 9 м.

48. Песчаники и алевролиты рыхлые и плохообнаженные. Мощность 78 м.

49. Песчаники плотные, мелкозернистые, известковистые с прослоями (до 0.15 м) песчано-детритовых известняков. Неопределимые отпечатки аммоноидей. Мощность 3 м.

50. Песчаники полимиктовые среднезернистые, рыхлые. Мощность 70 м.

51. Песчаники плотные грубозернистые; по ним проходит старая канава. Мощность 3 м.

52. Песчаники рыхлые средне- и мелкозернистые. Мощность 18 м.

53. Алевролиты, переслаивающиеся с плитчатыми плотными среднезернистыми песчаниками; встречен небольшой (0.15 м) прослой пелитоморфных и мелкодетритовых известняков с редкими фузулинидами *Pseudoendothyra* sp., *Schubertella* sp., *Pseudofusulina sterlitamakensis* Grozdilova. В песчаниках и алевролитах найдены аммоноидеи хорошей сохранности *Neoshamardites triceps* Ruzhencev, *Artinskia artiensis* (Grunewaldt), *Daraelites elegans* Tchernov, *Neopronorites permicus* (Tchernov), *Uraloceras* sp., *Thalassoceras gemmellaroi* Karpinsky, *Popanoceras annae* Ruzhencev, *P. tschernowi* Maximova, *Paragastioceras* sp. Здесь же обнаружена крупная колония кораллов, куски окаменевшей древесины и обуглившийся растительный детрит. Слой пересекает русло ручья чуть выше плотины. Он хорошо прослеживается по простираню, благодаря старой канаве, тянущейся вдоль него на несколько километров как на север, так и на юг. Мощность 10 м.

54. Плохо обнаженный участок разреза, судя по отдельным обнажениям и высыпкам, сложенный, в основном, полимиктовыми песчаниками и алевролитами, а также аргиллитами, имеющими подчиненное значение. Мощность 130 м.

55. Песчаники плотные крупно- и среднезернистые полимиктовые, местами переходящие в песчано-детритовые известняки с многочисленными фузулинидами, мелкими фораминиферами, мшанками, криноидеями и растительным детритом. Из фузулинид отсюда определены *Pseudoendothyra* sp., *Schubertella* sp., *Waeringella* sp., *Rugosofusulina* aff. *angustospiralis* Scherbovich, *R. brevis* Leven et Scherbovich, *Pseudofusulina concavata* Vissarionova, *Ps. pedissequa adjuncta* Shirinkina, *Ps. sulcata* Korzhenevsky, *Ps. declinata* Korzhenevsky, *Ps. ischimbajevi* Korzhenevsky, *Ps. cf. verneui* (Moeller), *Ps. aff. plicatissima* Rauser, *Ps. aff. karagasensis ventricosa* Rauser, *Ps. gregaria shustovensis* Scherbovich, *Ps. aequalis* Kireeva, *Globifusulina firma* (Shamov). Слой спускается к ручью сразу ниже плотины. Мощность 10 м.

56. Песчаники мелкозернистые полимиктовые и алевролиты, рассыпающиеся в мелкую щебенку. Мощность 50 м.

57. Песчаники плотные мелкозернистые и алевролиты с прослоями песчано-детритовых известняков, содержащих редкие раковины фузулинид, мелких фораминифер, остатки мшанок, а также неопределимые отпечатки аммоноидей. Из фузулинид определены *Pseudoendothyra* sp., *Pseudostaffella* sp., *Schubertella* sp., *Depratina* sp., *Pseudofusulina* ex gr. *gregaria* (Lee), *Ps. seleukensis* Rauser, *Ps. ex gr. sulcata* Korzhenevsky. Мощность 8 м.

58. Плохо обнаженный участок, сложенный, в основном, средне- и мелкозернистыми песчаниками и, в меньшей степени, алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов. В верхней части слоя – два прослоя полимиктовых гравелитов с редкими неопределимыми до вида псевдофузулинами. Мощность 260 м.

59. Аргиллиты плотные известковистые. Мощность 10 м.

60. Плохо обнаженный участок разреза. В высыпках песчаники и алевролиты. Мощность 350 м.

61. Очень плотные известковистые мелкозернистые песчаники и алевролиты с тонкими прослоями грубозернистых полимиктовых песчаников. Обнажаются на водоразделе наиболее заметного хребтика с одиночным деревом на вершине, пересекающего ручей

в нескольких сотнях метрах ниже плотины. Вдоль слоя тянется канава. Мощность 30 м.

62. Закрытый участок. Местами обнажаются небольшие гравки, образованные, судя по высыпкам, грубозернистыми полимиктовыми песчаниками с редкими неопределимыми фузулинидами. Мощность 43 м.

63. Плохо обнаженный участок. Встречаются отдельные гравки хорошо слоистых среднезернистых песчаников с подчиненными прослоями и линзами грубозернистых окремненных песчано-детритовых известняков. В одной из них встречено скопление растительного детрита, а также раковин фузулинид и аммоноидей. Фузулиниды имеют плохую сохранность и из них удалось определить лишь *Pseudofusulina* cf. *juresanensis* Rauser, *Ps. cf. postpedissequa* Rauser, *Ps. aff. kutkanensis transcendens* Rauser, *Ps. cf. pseudoconcavata* Rauser, *Ps. aff. arlarovi* Rauser, *Ps. cf. ovata* Rauser. Из аммоноидей определены *Artinskia artiensis* (Grunewaldt). Мощность 52 м.

Общая мощность актастинской свиты примерно 1300 м.

Далее закрытый участок (100 м). Имеются лишь отдельные высыпки плитчатых песчаников и алевролитов, приуроченные к небольшим возвышениям в рельефе, вытянутым вдоль общего простираня слоев. Еще дальше по линии описания разреза наблюдаются россыпи галек и валунов, различных по составу и степени окатанности. В Южном направлении размер галек в россыпях уменьшается, а затем они и вовсе исчезают. За полосой конгломератов протягивается цепочка карстовых воронок с выходами гипса по стенкам. Принадлежность конгломератов к разрезу не очевидна. Однако В.П. Пневым и А.Н. Полозовой (1981) они указываются в составе саргинского горизонта, мощность которого определяется в 549 м. Вероятно, разрез названными исследователями изучался севернее описываемого, где он обнажен лучше и представлен более полно. Не исключено, однако, что конгломераты в южном направлении выклиниваются, замещаясь песчаниками. Возможно также их срезание поверхностью несогласия в основании кунгурских отложений, если, конечно, такое несогласие имеется.

**Разрез 2** охватывает ускалыкскую, курмаинскую, карамурунскую и сарабильскую свиты. Он проходит в 1 км севернее описанного выше разреза – по правому борту ручья, вдоль которого идет грунтовая дорога, пересекающая гряды курмаинских и сарабильских известняков непосредственно севернее линии электропередачи и заметной вершины с ретрансляционной мачтой (рис 2). Описание разреза начато от ядра упомянутой выше антиклинали и продолжено по ее западному крылу.

#### Ускалыкская свита

1. Самая нижняя часть разреза в ядре антиклинали не обнажена. О характере пород можно судить лишь по отдельным высыпкам песчаников и алевролитов. На возвышенных участках рельефа песчаники более крупнозернистые, переходящие в обломочно-детритовые известняки с многочисленными фузулинидами – *Pseudoendothyra* sp., *Parastaffelloides* sp., *Biwaella* ? sp.,

Schubertella sp., Fusulinella usvae plicata Kireeva, F. pulchra Rauser, Sphaeroschwagerina constans (Scherbovich), S. sphaerica (Scherbovich), S. shamovi (Scherbovich), Pseudoschwagerina uddeni (Beede et Kniker), P. beedei Dunbar et Skinner, Pseudofusulina gregaria Lee, Ps. paragregaria paragregaria Rauser, Ps. paragregaria ascendens Rauser, Ps. nana Sjomina, Ps. sulcata Korzhenevsky, Ps. ischimbajevi Korzhenevsky, Ps. declinata Korzhenevsky, Globifusulina firma (Rauser), G. sphaerica (Beljaev). Мощность закрытой части разреза примерно 100 м.

2. Плохо обнаженный участок разреза. Судя по высыпкам и небольшим обнажениям, в основании слоя залегают грубозернистые полимиктовые песчаники, переходящие в песчано-детритовые известняки. Вверх по разрезу они сменяются мелкозернистыми песчаниками, а затем алевролитами и аргиллитами. В детритовых известняках встречены редкие фузулиниды Schubertella sp., Globifusulina firma (Shamov). Мощность 20 м.

3. Аналогичная последовательность пород. В детритовых известняках найдены редкие Schubertella sp., Pseudofusulina sp. Мощность 20 м.

4. Известняки белые и светло-серые, слегка желтоватые пелитоморфные. Мощность 4 м.

5. Ритмичное чередование грубозернистых полимиктовых песчаников, переходящих в песчано-детритовые известняки (в основании ритмов), мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и пелитоморфных известняков. В детритовых известняках встречены обломки скелетов колониальных кораллов, мшанок, брахиопод, криноидей и водорослей. Много раковин фузулинид, среди которых определены Fusiella ? sp., Pulchrella sp., Schubertella kingi exilis Suleimanov, Sch. paramelonica Suleimanov, Sch. aff. excelsa Shamov, Mesoschubertella ? sp., Rugosofusulina shikhanensis Suleimanov, R. pulchella pulchella Rauser, R. pulchella firma Suleimanov, R. shaktaensis shaktaensis Suleimanov, R. shaktaensis ellipsoides Suleimanov, R. kulahoensis Leven et Scherbovich, Dutkevitchia cf. ruzhenzevi (Rauser) Sphaeroschwagerina sphaerica (Scherbovich), Sph. constans (Scherbovich), Globifusulina sphaerica (Beljaev), Pseudofusulina paragregaria Rauser, Ps. liuchovensis (Chen), Ps. sulcata Korzhenevsky. Мощность 50 м.

#### Курмаинская свита

6. Известняки светло-серые плотные слоистые пелитоморфные. В кровле слой (1–1.5 м) массивных известняковых конглобрекций. Мощность 100–110 м.

#### Карамурунская свита

7. Аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся со светлыми пелитоморфными и мелкодетритовыми известняками, преобладающими в средней части слоя. Здесь и вблизи кровли отмечаются тонкие прослои грубозернистых полимиктовых песчаников, переходящих в песчано-детритовые и фузулиновые известняки. Из фузулинид определены Eostaffella sp., Pseudoendothyra sp., Schubertella sp., Pseudostaffella antiqua (Dutkevich), Neostaffella sphaeroidea cuboides (Rauser), Pseudoendothyra sp., Depratina prisca (Deprat), Pulchrella sp., Montiparus ? sp., Rugosofusulina intermedia Suleimanov, R. serrata valens Rauser, Sphaeroschwagerina shamovi (Scherbovich), Globifusulina cf. electa (Shamov), Pseudofusulina moelleri moelleri (Schellwien), Ps. moelleri implicata (Schellwien), Ps. paraimplicata Kireeva, Ps. cf. paramoelleri Rauser, Ps. aff. aequalis (Schellwien), Ps. gregaria Lee, Ps. lutuginiformis Rauser, Ps. pointeli Rauser,

Ps. sulcata Korzhenevsky, Ps. mirabilis Rauser, Ps. ischimbajevi Korzhenevsky, Ps. composita Korzhenevsky, Ps. bluchini belatula Korzhenevsky, Ps. cf. conspiciqua Rauser, Ps. decurta Korzhenevsky, Ps. rauserae Korzhenevsky, Ps. bashkirica acuminata Kireeva. Мощность 100–110 м.

8. Средне- и мелкозернистые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов. Мощность 60–70 м.

#### Сарабильская свита

9. Известняки светлые преимущественно пелитоморфные. Мощность 130–150 м.

### БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗРЕЗА

Приведенные два разреза дополняют друг друга и в совокупности охватывают стратиграфический интервал от середины ассельского яруса до артинского, включительно. В сводном разрезе (рис. 3) хорошо выделяются все свиты, установленные ранее в разрезе у ст. Кондуровка (Руженцев, 1951), но в нем более полно представлен артинский ярус. Фаунистически наш разрез, в целом, охарактеризован хуже Кондуровского, поскольку последний изучен на сегодняшний день более основательно. Однако в ряде случаев собранный палеонтологический материал позволяет внести уточнения в интерпретацию возраста свит, прежде всего, ускалыкской и курмаинской. Кроме того, он дополняет уже известные по кондуровскому разрезу палеонтологические данные (особенно по аммоноидеям), от которых зависит решение вопроса границ сакмарского и артинского ярусов. Ниже приводится анализ, выявленных в описанных разрезах, комплексов фузулинид, аммоноидей и конодонтов – групп ископаемых, имеющих решающее значение для датировки слоев и их корреляции.

Фузулиниды лучше всего представлены в разрезе, хотя распределены в нем крайне неравномерно. Комплексы этих ископаемых обычно обогащены переотложенными формами, что сильно затрудняет датировку содержащих их слоев. Тем не менее, фузулиниды, вследствие их относительной многочисленности имеют решающее значение для датировок. Именно они являлись определяющими для установления возраста ускалыкской и курмаинской свит в работах В.Е. Руженцева (1950, 1951), Д.М. Раузер-Черноусовой (1965), В.П. Пнева (1978) и А.Н. Полозовой (1978, 1979).

Наиболее древними в описываемом материале являются фузулиниды, собранные в двухстах метрах ниже кровли ускалыкской свиты (слой 1 разреза 2) (рис. 3). Если исходить из определений мощности свиты, данной В.Е. Руженцевым (400–420 м), то это отвечает ее середине. Наряду с видами, типичными для средней зоны ассельского яруса, такими как Pseudoschwagerina beedei, P. uddeni, Sphaeroschwagerina shamovi, здесь встречены многочисленные Sphaeroschwagerina constans и S. sphaerica, хотя и появляющиеся в средней зоне ассельского яруса, но преобладающие в верхней.

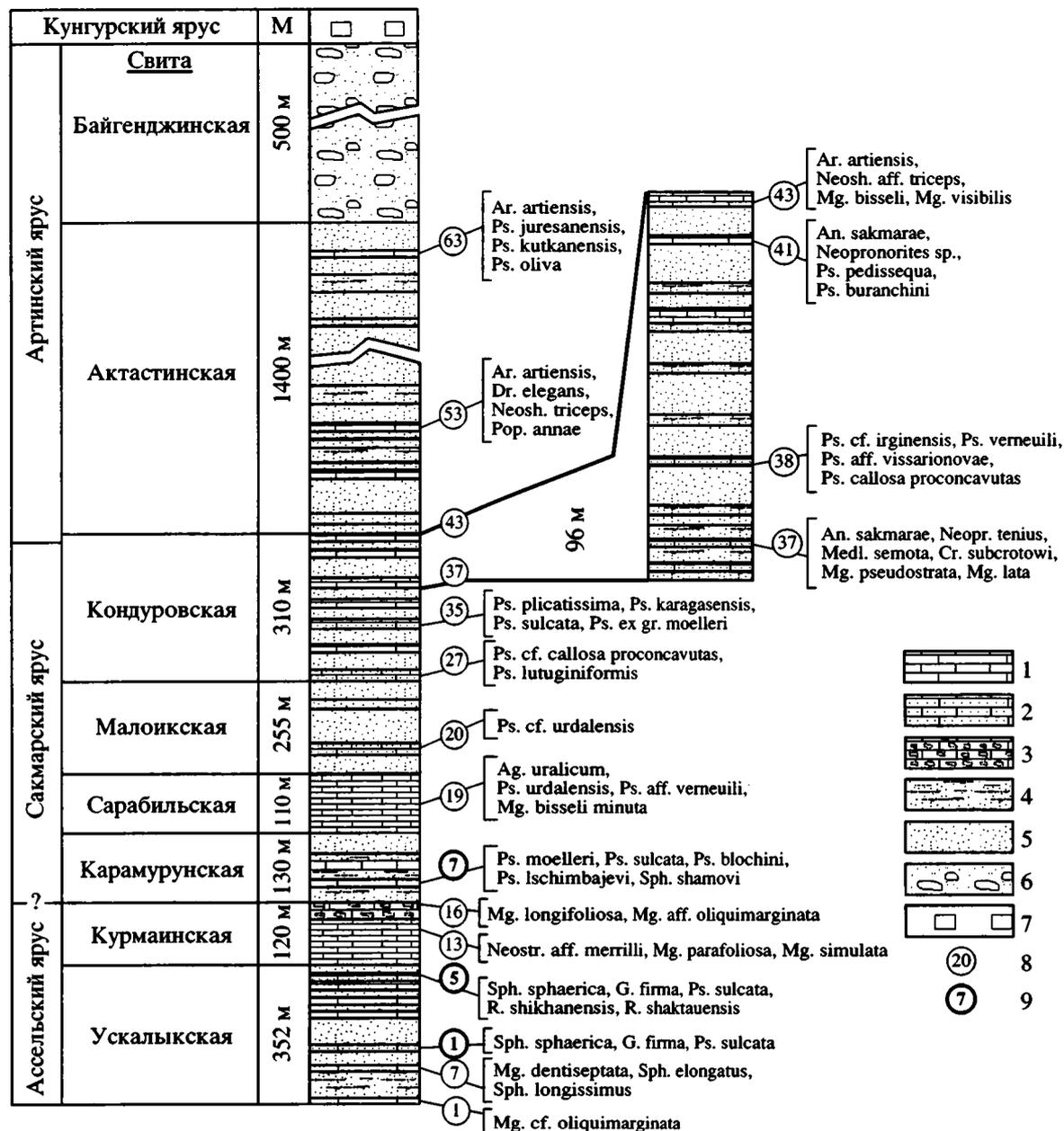


Рис. 3. Сводный разрез нижней перми окрестностей сел. Верхнеозерное.

1 – известняки пелитоморфные и органогенно-детритовые; 2 – известняки песчаные; 3 – известняковые конглобрекчи; 4 – алевролиты и аргиллиты; 5 – песчаники; 6 – конгломераты; 7 – гипсы; 8 – номера слоев с фауной в разрезе 1; 9 – то же в разрезе 2.

G. – Globofusulina, Ps. – Pseudofusulina, R. – Rugosofusulina, Sph. – Sphaeroschwagerina, Ag. – Agathiceras, An. – Andrianovia, Ar. – Artinskia, Neopr. – Neopronorites, Neosh. – Neoshumardites, Dr. – Daraelites, Medl. – Medlicottia, Pop. – Popanoceras, Mg. – Mesogondolella, Str. – Streptognathodus, Neostr. – Neostreptognathodus. М – мощность.

Появляются также Globifusulina firma – индекс-вид верхней зоны ассельского яруса, и псевдофузулины из группы Pseudofusulina sulcata, расцвет которых приходится на тастубский горизонт сакмарского яруса.

Комплекс фузулинид из верхней части ускалыкской свиты (слой 5 разреза 2), в целом, близок

к описанному, но отличается присутствием многочисленных ругозофузулин, среди которых преобладают виды, описанные И.С. Сулеймановым (1949) из верхней части ассельского и низов сакмарского ярусов Башкирского Приуралья.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что, вопреки мнению Д.М. Раузер-Черноусовой

(1965), по крайней мере, верхняя половина ускалыкской свиты должна относиться к верхней зоне ассельского яруса – зоне *Sphaeroschwagerina sphaerica*, *Globifusulina firma*. Этот вывод полностью совпадает с данными А.Н. Полозовой (1978, 1979) по более северным разрезам по рекам Сюрень и Ассель и, как будет показано ниже, важен в свете проблем, связанных с определением границы ассельского и сакмарского ярусов.

В курмаинской свите фузулиниды найдены лишь из конглобрекчий, венчающих разрез, откуда определены *Pseudoendothyra* sp., *Eostaffella* sp., *Ozawainella* sp., *Pseudostaffella antiqua*, *Schubertella* aff. *kingi exilis*, *Sch. paramelonica*, *Pseudofusulinella* sp., *Triticites parvulus*, *Rugosofusulina* sp., *Pseudofusulina paragregaria ascedens*. В большинстве своем перечисленные формы переотложены, за исключением, может быть, последней, характерной для верхней зоны ассельского яруса. По данным В.Е. Руженцева (1951), Д.М. Раузер-Черноусовой (1965), А.Н. Полозовой (1979) и Б.И. Чувашова и др. (1991), полученным в более северных разрезах, фузулинидовый комплекс из этой свиты небогат, маловыразителен и, в целом, близок к комплексу нижележащей ускалыкской свиты. Однако уже С.Е. Розовская, определявшая коллекцию фузулинид, собранную В.Е. Руженцевым из разреза по р. Ускалык, указывала на присутствие в нижней части курмаинской свиты единичных *Pseudofusulina moelleri* – индекс-вида нижней зоны сакмарского яруса (Руженцев, 1951). Находки этого вида были повторены А.Н. Полозовой, что позволило ей отнести курмаинскую свиту к сакмарскому ярусу. Несколько форм, принадлежащих группе *P. moelleri*, обнаружены также В.И. Давыдовым в верхней трети свиты (Davydov, Leven, 1999). Все эти данные свидетельствуют о дискусионности выводов В.Е. Руженцева и Д.М. Раузер-Черноусовой, относивших курмаинскую свиту целиком к ассельскому ярусу.

Бесспорно сакмарским (тастубским) является комплекс фузулинид из карамурунской свиты (разрез 2, слой 7). На это указывают многочисленные представители зонального вида *Pseudofusulina moelleri*, а также типично тастубские *Paraschwagerina juresanensis*, *Pseudofusulina aequalis*, *Ps. paraimplicata*, *Ps. sulcata*, *Ps. mirabilis*, *Ps. ischimbajevi*, *Ps. composita*, *Ps. blochini belatula*, *Ps. gauserae*, *Ps. bashkirica acuminata* и некоторых других. Обращает на себя внимание присутствие среди этих сакмарских видов довольно многочисленных сферошвагерин. До настоящего времени считалось, что этот род исчез на рубеже ассельского и сакмарского веков, и это служило существенным аргументом в обосновании границы соответствующих ярусов. Редкие находки представителей рода в сакмарских отложениях объяснялись их переотложением (Раузер-Черноусова, 1965). В наших образцах из карамурунской свиты сфе-

рошвагеринины встречаются довольно часто. При этом они имеют хорошую сохранность и не несут на себе признаков переотложения. Учитывая, что в разрезах Тетической области этот род не менее характерен для сакмарского яруса, чем для ассельского (Левен, Щербович, 1980), а в Китае отмечен даже с аммоноидеями артинского яруса (Zhou Zu-ren, 1988), находки сферошвагерин в сакмарских отложениях Приуралья следует считать вполне закономерными.

Сарабильская свита обычно относится к верхней части тастубского горизонта (зона *Pseudofusulina verneuili*). Немногочисленные фузулиниды в наших образцах из названной свиты (разрез 1, слой 19) не противоречат этому. Кроме зонального вида в них встречены формы, принадлежащие группе *Ps. urdalensis*. Расцвет последней приходится на стерлитамакский горизонт (зона *Pseudofusulina urdalensis*), но отдельные ее представители, такие как *Ps. urdalensis abbreviata*, известны уже в верхней части тастубского горизонта Башкирского Приуралья (Раузер-Черноусова, 1949а).

Малоикская свита в нашем материале охарактеризована плохо. Присутствие в ней *Pseudofusulina urdalensis* (разрез 1, слой 20) свидетельствует о ее принадлежности к стерлитамакскому горизонту сакмарского яруса, что подтверждает датировку свиты, данную в работах В.Е. Руженцева (1951) и Д.М. Раузер-Черноусовой (1965). К стерлитамакскому горизонту принадлежит и большая часть кондуровской свиты, о чем свидетельствует присутствие *Pseudofusulina plicatissima*, *Ps. karagasensis*, *Ps. cf. callosa proconcautas* (разрез 1, слой 27 и 35). В основании слоя 38 появляются формы, хотя и имеющие плохую сохранность, но напоминающие артинских *Pseudofusulina irginensis* и *Ps. vissarionovae ampla*. Этот слой, по-видимому, соответствует слою 6 разреза, описанного В.П. Пневым и А.Н. Полозовой (1981), с которого они начинают артинский ярус. В слое 41 обнаружены многочисленные *Pseudofusulina redissequa* (sensu Schirinkina). Этот вид по данным А.П. Ширинкиной и др. (1980) является характерным для основания бурцевского горизонта артинского яруса, но Б.И. Чувашовым и др. (1990) отмечен также в верхах сакмарского яруса и в слоях, переходных к артинскому (разрез Сирять).

Актастинская свита фузулинидами бедна. Их комплексы состоят почти исключительно из переотложенных форм, среди которых преобладают сакмарские, но встречаются и более древние, вплоть до среднекаменноугольных. Лишь в слоях 57 и 63 встречено несколько форм, которые более или менее уверенно можно отнести к артинским (иргинским) *Pseudofusulina seleukensis*, *Ps. kutkanensis transcendens*, *Ps. monstrata*, *Ps. postredissequa*, *Ps. juresanensis*. Более молодые комплексы фузулинид в рассматриваемом разрезе нами не обнаружены. В.П. Пнев и А.Н. Полозова (1981)

отмечают их в верхней, существенно конгломератовой, части разреза, но сколько-нибудь характерные виды, имеющие значение для определения возраста, в них отсутствуют.

Как показывает приведенный анализ, в описываемом разрезе устанавливаются все фузулиновые зоны, начиная от верхней зоны (*Sphaeroschwagerina sphaerica*, *Pseudofusulina firma*) ассельского яруса до зоны *Pseudofusulina juresanensis*, *Parafusulina lutugini* артинского яруса. Однако ни в одном случае невозможно определить точные границы зон, и, соответственно, границы ярусов. Более того, этого невозможно сделать вообще, поскольку как при первоначальном установлении зон, так и при их дальнейшем прослеживании и описании основной упор делался на изменение состава комплексов по разрезу, но никогда не акцентировался вопрос о точном положении границ выделяемых зон и их критериях. В приложении к описываемому разрезу проблема осложняется тем, что между слоями, охарактеризованными фузулинидами, имеются большие прожутки, в которых последние отсутствуют. Картина смены комплексов по разрезу "смазывается" также присутствием большого числа переотложенных форм.

**Аммоноидеи.** Остатки аммоноидей найдены в разрезе 1, в слоях 19, 37, 41, 43, 53 и 63. Поскольку основной из задач, стоящих перед авторами статьи, было уточнение границы сакмарского и артинского ярусов, при поисках и сборах аммоноидей внимание уделялось, прежде всего, именно этому интервалу разреза. Единичные *Agathiceras uralicum* (Karpinsky) из слоя 19 не представляют интереса в плане датировок, поскольку этот вид имеет очень широкое стратиграфическое распространение (верхний карбон – артинский ярус). Наиболее представительные сборы сделаны в слое 37, находящемся в 86 м ниже кровли кондуrowsкой свиты. Список аммоноидей отсюда включает 6 родов и 8 видов. Из них исключительно и типично сакмарскими являются *Adrianovia sakmarae* (Ruzhencev), *Medlicottia semota* Ruzhencev, *Metalegoceras noinskyi* Ruzhencev, *M. gerassimovi* Ruzhencev, *Thalassoceras multifidum* Ruzhencev. Из оставшихся трех видов *Agathiceras uralicum* (Karpinsky) имеет широкое стратиграфическое распространение. *Neopronorites tenuis* (Karpinsky) известен от середины ассельского яруса и до верхов сакмарского. Наконец, *Crimites subkrotowi* Ruzhencev встречается как в сакмарском, так и артинском ярусах.

Из слоя 41, примерно в 70 м выше по разрезу, определены *Andrianovia sakmarae* (Ruzhencev), *Neopronorites* sp. и *Agathiceras uralicum* (Karpinsky). Первый вид указывает на сакмарский возраст. Остальные два имеют более широкое стратиграфическое распространение.

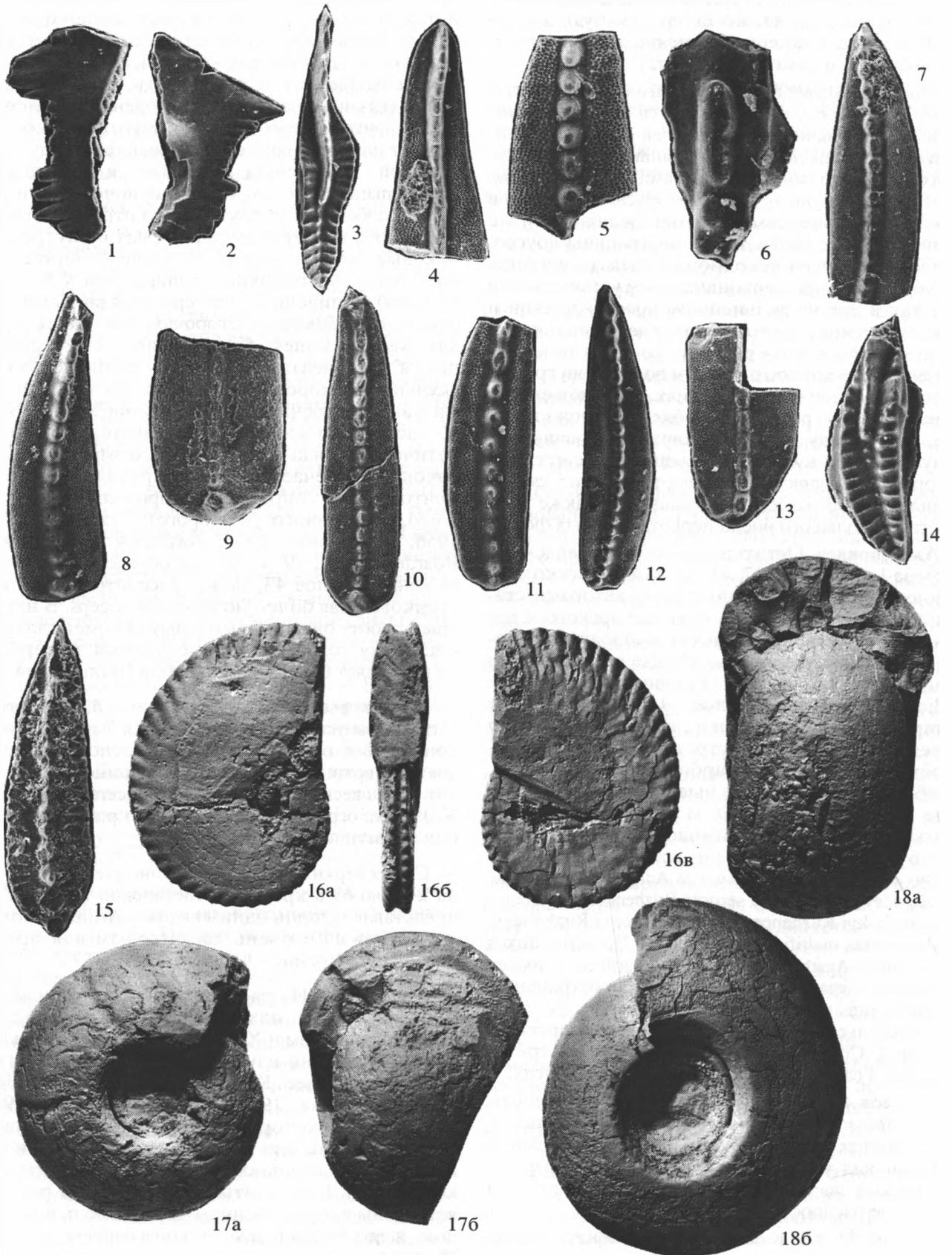
В слое 43, т.е. в самой кровле кондуrowsкой свиты, в 16 м выше слоя 41 обнаружены *Artinskia artiensis* (Grunewaldt), *Neoshumardites* sp. (aff. *N. tri-*

*ceps*) и *Neopronorites skvorzowi* (Tchernov). Первый из перечисленных видов известен исключительно из артинского яруса. На артинский возраст указывают и другие две формы. Относительно *Neoshumardites* следует отметить, что он родственен связан с *Andrianovia*, а найденный в слое 43 представитель этого рода по ряду признаков занимает промежуточное положение между сакмарской *Andrianovia sakmarae* и артинским *Neoshumardites triceps*. Такое заключение основано на особенностях внутреннего отрезка лопастной линии, на котором дорсальная и внутренняя боковые лопасти довольно узкие (значительно уже, чем у *Andrianovia*, но шире, чем у *Neoshumardites*), удлинённые, со среднеразвитыми выступами на боковых сторонах, что характерно для *Neoshumardites*. Кроме этого, на сохранившихся фрагментах раковины видна сетчатая скульптура с хорошо развитыми как продольными, так и поперечными элементами. У известного до настоящего времени представителей филогенетического ряда *Andrianovia* – *Neoshumardites* на раковине отмечается резкое преобладание элементов одного направления – продольного (у первого), поперечного (у второго) (Руженцев 1952, 1956; Андрианов, 1985; Nassichuk et al., 1965; Boardman et al., 1994). Таким образом, вид, обнаруженный в слое 43, может рассматриваться как предковый для более молодого *N. triceps*. В настоящей работе он дается в открытой номенклатуре, поскольку сохранность имеющегося материала не позволяет сделать полноценного описания.

В 250 м выше по разрезу, в слое 53 актастинской свиты установлены 8 родов и 7 видов аммоноидей. Все они встречаются в отложениях, не древнее артинских. Из них большинство проходит через весь ярус и лишь *Roranoceras tchernowi* Maximova ограничивается в своем распространении актастинским горизонтом.

Самая верхняя находка аммоноидей приурочена к слою 63 в кровле актастинской свиты. Она представлена лишь одним видом – *Artinskia artiensis* (Grunewaldt), очень характерным для артинского яруса Урала.

**Конодонты.** Из рассматриваемого разреза немногочисленные находки конодонтов описаны Е.В. Мовшовичем и Х. Коцуром (Мовшович и др., 1979). Лучше они изучены в расположенном несколько севернее Кондуrowsком разрезе (Черных, Решеткова, 1987а,б; Чувашов и др., 1990; Черных 1999), который в известной степени является эталонным для понимания стратиграфической последовательности смены конодонтовых комплексов. Конодонты в описываемом разрезе встречены в ограниченном числе проб и, в основном, в его нижней ассельско-сакмарской части. Их комплексы немногочисленны и часто обогащены переотложенными формами, среди кото-



рых наиболее древние имеют среднекаменноугольный (башкирский) возраст.

В ускалыкской свите конодонты обнаружены в слоях 1 и 7 разреза 1 (рис. 3). Они представлены: *Streptognathodus elongatus* Gunnell, *S. simplex* Gunnell, *S. longissimus* Chernykh et Reshetkova, *Mesogondolella dentiseptata* Chernykh, *M. cf. obliquimarginata* Chernykh, характерными для средней и верхней зон ассельского яруса. Лишь последняя из перечисленных форм известна также в низах сакмарского яруса.

Из курмаинской свиты конодонты выявлены на двух уровнях: чуть ниже “первого слоя брекчий” Руженцева (примерно в 40 м ниже кровли свиты) и в самой кровле свиты (“второй слой брекчий”). Комплекс изобилует переотложенными формами из башкирского и гжельского ярусов карбона (полный список см. в описании разреза). Непереотложенными, возможно, являются *Mesogondolella parafoliosa*, *M. longifoliosa*, *M. simulata*, *M. obliquimarginata* и *Neostreptognathodus aff. merrilli*. Из них первая и последняя формы не известны ниже основания сакмарского яруса. Сакмарскому возрасту не противоречат и остальные из перечисленных форм, хотя они и имеют более широкое распространение.

Следующий комплекс конодонтов обнаружен в верхах сарабильской свиты. К нему относятся лишь два вида – *Mesogondolella bisselli* Clark et Behnken и *M. striata* Chernykh. Первый из них представлен подвидом *minuta*, описанным В.В. Черныхом (1999) из сарабильской свиты Кондуровского разреза, где возраст последней уверенно определяется как нижнесакмарский (верхнетастубский). *M. striata* – вид, хотя и проходящий в сакмарский ярус, но более характерный для ассельского.

В малоикской свите конодонты не найдены. Кондуровская свита охарактеризована ими в своей верхней части. *Mesogondolella pseudostriata* Chernykh и *M. lata* Chernykh из слоев 37 и 41 типичны для верхней половины сакмарского яруса. В слое 43, т.е. в самой кровле свиты, кроме явно переотложенных стрептогнатодусов и хиндеодусов, присутствуют *Mesogondolella bisselli* Clark et Behnken и *M. visibilis* Chernykh. Эти виды характерны для

верхней зоны сакмарского яруса, но их находки известны и в артинском ярусе Урала. В более высоких частях разреза конодонты не обнаружены.

## ГРАНИЦЫ САКМАРСКОГО ЯРУСА

Выделив сакмарский ярус и определив характерные комплексы аммоноидей как для яруса в целом, так и для составляющих его тастубского и стерлитамакского горизонтов, В.Е. Руженцев обошел вниманием проблему его нижней границы. Тем не менее, последняя была обозначена им в разрезе у сел. Кондуровка, где привязана к границе курмаинской и карамурунской свит, что придавало ей литостратиграфический, а не биостратиграфический характер. Решая вопрос о нижней границе яруса, В.Е. Руженцев, видимо, ориентировался не столько на аммоноидей, сколько на фузулинид. Действительно, положение ее на границе курмаинской и карамурунской свит не могло основываться на аммоноидеях, поскольку в этих свитах они не были найдены. В то же время С.Е. Розовская (1952), изучавшая фузулинид из Кондуровского и расположенных рядом разрезов, довольно уверенно сопоставляла курмаинскую свиту с верхней частью “швагеринового” горизонта, а карамурунскую свиту с тастубским горизонтом Башкирского Приуралья. Это было подтверждено Д.М. Раузер-Черноусовой (1965) и граница ассельского и сакмарского яруса утвердилась между “швагериновым” горизонтом, в объеме которого стал выделяться ассельский ярус, и зоной *Pseudofusulina moelleri* тастубского горизонта.

Более определенно В.Е. Руженцевым обозначена верхняя граница сакмарского яруса, которая была привязана к кровле кондуровской свиты, где встречены типично сакмарские *Neopronorites tenuis*, *Medlicottia vetusta* и “*Preshumardites*” *sakmariae*. Непосредственно выше указываются фузулиниды (*Pseudofusulina concavatas*, *Ps. vissarionovae*, *Ps. paraconcessa*), типичные для бурцевского горизонта артинского яруса Башкирского Приуралья. В 90 м выше кровли кондуровской свиты отмечены артинские *Artinskia artiensis* (Руженцев, 1951, стр. 20). Учитывая большие мощности сакмарско-

Некоторые стратиграфически значимые виды конодонтов и аммоноидей из окрестностей с. Верхнеозерное.

1 – *Anchignathodus* sp.; экз. № 285/15, обр. 43/3 (×90), кондуровская свита; 2 – *Anchignathodus minutus* (Ellison); экз. № 285/14, обр. 43/1 (×50), кондуровская свита; 3 – *Streptognathodus constrictus* Chernykh et Reshetkova; экз. № 285/13, обр. 43/1 (×75), кондуровская свита; 4 – *Mesogondolella cf. obliquimarginata* Chernykh; экз. № 285/1, обр. 1/1 (×50), ускалыкская свита; 5 – *Mesogondolella striata* Chernykh; экз. № 285/2, обр. 19/1 (×90), сарабильская свита; 6 – *Neostreptognathodus aff. merrilli* (Kozur); экз. № 285/3, обр. 13/5 (×150), курмаинская свита; 7 – *Mesogondolella visibilis* Chernykh; экз. № 285/12, обр. 43/1 (×35), кондуровская свита; 8 – *Mesogondolella parafoliosa* Chernykh; экз. № 285/11, обр. 16/1 (×50), курмаинская свита; 9 – *Mesogondolella lata* Chernykh; экз. № 285/10, обр. 37/1 (×60), кондуровская свита; 10 – *Mesogondolella longifoliosa* Chernykh; экз. № 285/5, обр. 16/1 (×60), курмаинская свита; 11, 12 – *Mesogondolella bisselli* (Clark et Behnken); 11 – экз. № 285/4, обр. 43/1 (×75), кондуровская свита; 12 – экз. № 285/6, обр. 43/1 (×40), кондуровская свита; 13 – *Mesogondolella pseudostriata* Chernykh; экз. № 285/9, обр. 37/1 (×60), кондуровская свита; 14 – *Streptognathodus simplex* Gunnell; экз. № 285/7, обр. 7/1 (×80), ускалыкская свита; 15 – *Gondolella elegantula* Stauffer et Plummer; экз. № 285/\*, обр. 13/5 (×50), курмаинская свита; 16а,б,в – *Artinskia artiensis* (Grunevaldt); экз. BO11, обр. 53 (×15); 17а,б – *Andrianovia sacmarae* (Ruzhencev); экз. BO8, обр. 41 (×1); 18а,б – *Metalegoceras gerassimovi* Ruzhencev, экз. BO10, обр. 41 (×1).

го и артинского ярусов, намного превышающие 1000 м, можно считать, что граница между ними намечена довольно точно. Вместе с тем, В.Е. Руженцевым не указывается конкретный разрез, где это можно наблюдать. В приводимых же им разрезах описание артинского яруса отсутствует.

Из-за относительно редкой встречаемости аммоноидей при выделении сакмарского яруса и его прослеживании в практике геологических работ использовались, главным образом, фузулиниды. Установленные по ним границы до последнего времени не вызвали особых сомнений, хотя и были некоторые попытки их пересмотра. Однако с ужесточением требований к границам ярусов и необходимостью выбора для каждой из них лимитов или "точек глобального стратотипа границы" (GSSP) стало ясным, что ни нижняя, ни верхняя границы сакмарского яруса этим требованиям не удовлетворяют. Так, фузулиниды не могут служить основой для установления границ в силу их провинциализма, сужающего возможности широких корреляций. В этом отношении аммоноидеи более перспективны, но их корреляционный потенциал ограничивается редкой встречаемостью. В последние годы большую роль стали играть конодонты и сейчас ведется интенсивное их изучение. Возможно, именно по ним будут точно зафиксированы границы сакмарского яруса, но пока этого достичь не удалось. Кроме того, еще нерешенной остается проблема совпадения границ, проводимых по разным группам фауны и, в частности, фузулинидам, аммоноидеям и конодонтам.

Ниже остановимся подробнее на современном состоянии проблемы определения точного положения границ сакмарского яруса.

*Нижняя граница* в кровле курмаинской свиты, как уже говорилось, не может быть четко определена ни по аммоноидеям, ни по фузулинидам. То же можно сказать и о другом варианте границы в подошве курмаинской свиты, предложенном А.Н. Полозовой (1979), хотя приводимые ею данные (появление здесь сакмарских *Pseudofusulina moelleri* и *P. verneuili*) заслуживают внимания, особенно, в свете того, что верхняя часть ускалыкской свиты, вероятно, принадлежит не к средней, а к верхней зоне ассельского яруса. Поскольку маркирующие предлагаемую границу фузулиниды эндемичны и не встречаются за пределами Приуралья, необходимо, чтобы она была подкреплена более космополитными группами фауны и, прежде всего, аммоноидеями и конодонтами, которые здесь, практически, отсутствуют.

Существует вариант проведения нижней границы сакмарского яруса внутри курмаинской свиты. Впервые он был предложен Е.В. Мовшовичем и Х. Коцуром (Мовшович и др., 1979), которые из верхней трети свиты разреза Верхнеозерное определили сакмарских *Mesogondolella bisselli* и, установленный ими новый вид *M. praebisselli*, который

был принят за предковый для *M. bisselli*. Проведенная В.В. Черных ревизия этих определений, их не подтвердила и, тем самым, этот вариант лишился оснований. Недавно он снова был затронут в статье Б.Р. Вардлоу и др. (Wardlaw et al., 1999). Основанием этому послужил якобы зафиксированный в нижней части слоя 9 Кондуровского разреза (между первой и второй брекчией) переход от *Streptognathodus fusus* к *S. barskovi* (sensu stricto). Кроме того, из средней части свиты были повторены сборы фузулинид из группы *Pseudofusulina moelleri*. Эти данные были предметом коллективного обсуждения на коллоквиуме, предшествовавшем 14 Международному конгрессу по карбону и перми в Калгари (август 1999). В результате было решено, что вид, отнесенный к *S. barskovi*, является новым и, следовательно, его появление не может служить основанием для фиксации границы. В то же время подтверждены определения фузулинид. Таким образом, вопрос о проведении нижней границы сакмарского яруса внутри курмаинской свиты Кондуровского разреза остался открытым.

В докладе на конгрессе в Калгари Б.И. Чувашов и В.В. Черных (Chuvashov, 1999) представили новые аргументы в пользу проведения рассматриваемой границы в кровле курмаинской свиты. Эта граница связывается ими с первым появлением представителей рода "*Sweetognathus*" (= *Neostreptognathodus*) – "*Sw.*" *merrilli*, который вместе с предковым видом (*Diplognathodus stevensi*) был обнаружен в основании карамурунской свиты. Однако нет уверенности, что эти виды при более тщательных поисках не могут встретиться и ниже по разрезу. Возможность этого подтверждается находкой нами форм, очень близких к *N. merrilli*, внутри курмаинской свиты.

*Верхняя граница* сакмарского яруса определена В.Е. Руженцевым (1951, 1956) теоретически, по смене комплексов аммоноидей. По существу, в его работах речь шла не о границе стратонов, именуемых "ярусами", а о рубеже в развитии аммоноидей, к которому предполагалось приурочить границу. При этом оставалось неясным, насколько растянут во времени этот рубеж и, следовательно, можно ли, вообще, говорить о четкой границе. Декларируемая смена комплексов аммоноидей не была проиллюстрирована ни на одном из описанных им разрезов.

Параллельно с работами В.Е. Руженцева по разграничению сакмарского и артинского ярусов разрабатывались варианты проведения этой границы по фузулинидам. Вначале (Раузер-Черноусова 1940, 1949б) она помещалась в основание стерлитамакского горизонта, против чего возражал В.Е. Руженцев (1951). Позже граница была смещена в основание бурцевского горизонта и стала проводиться по появлению фузулинид групп *Pseudofusulina pedissequa* и *Ps. concavatas*. О хронологическом соответствии этого события

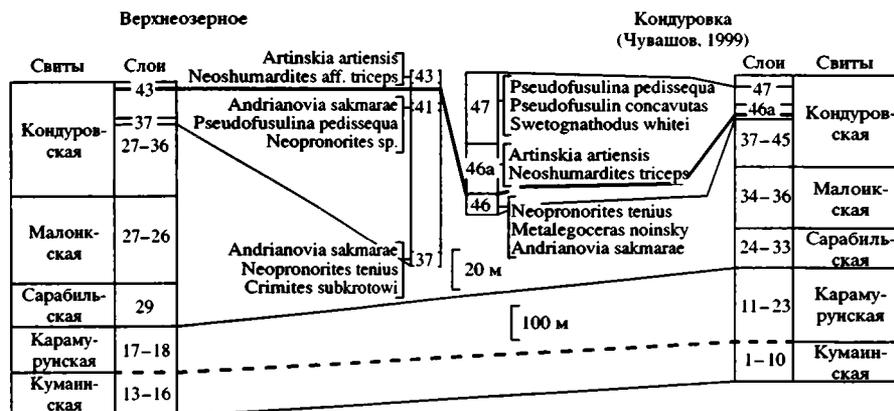


Рис. 4. Сопоставление сакмарской части разрезов Верхнеозерное и Кондуровка. Жирной линией обозначены границы сакмарского яруса – предлагаемая (сплошная линия) и принимаемая условно (пунктирная линия).

моменту смены сакмарского комплекса аммоноидей артинским по имеющимся данным можно судить лишь в приблизительной степени.

В последние годы большое значение в разграничении ярусов пермской шкалы придается конодонтам. Однако граница сакмарского и артинского ярусов по ним пока не определена. Часто ее связывают с появлением *Sweetognathus whitei*, но первые представители этого вида встречены уже в верхах сакмарского яруса (Kozur, 1998). Вообще, Коцур считает, что различия между конодонтовыми комплексами стерлитамакского горизонта сакмарского яруса и актастинского горизонта артинского очень небольшие, гораздо менее значимые, чем между тастубским и стерлитамакским горизонтами, также как и между актастинским и байгенджинским.

Все сказанное свидетельствует о том, что в настоящее время верхняя граница сакмарского яруса, также как и нижняя, имеет, скорее, виртуальный характер, чем реальный: более или менее ясны лишь рубежи в развитии аммоноидей и фузулинид, с которыми можно связывать эту границу. Кроме того, пока нельзя утверждать полного хронологического совпадения этих рубежей, что, вообще, является скорее правилом, чем исключением, когда речь идет о столь разных группах организмов. Говоря о рассматриваемой границе, предпочтительнее опираться на аммоноидей. Они более толерантны и космополитны, по сравнению с фузулинидами. В этом отношении с ними могут сравниться конодонты, но, как уже говорилось, конодонтовые комплексы на рубеже сакмарского и артинского веков не претерпевают существенных изменений.

В настоящее время Б.И. Чувашов и его сотрудники предлагают проводить границу сакмарского и артинского ярусов или точку глобального стратотипа границы в Кондуровском разрезе между слоями 46 (мощность 9.1 м) с сакмарскими *Neopronorites tenuis*, *Metalegoceras noinskyi*, *Andri-*

*anovia sakmarae* и 46a (мощность 24.5 м), в котором отмечены типично артинские *Artinskia artiensis*, *Eothinites sp.*, *Neopronorites skvorzovi*, *Neoshumardites triceps* (доклад на 14 Международном конгрессе по карбону и перми в Калгари, 1999; Chuvashov, 1999) (рис. 4). Комплекс фузулинид из слоя 46 имеет смешанный сакмарско-артинский характер: в нем, наряду с сакмарскими *Pseudofusulina urdalensis*, отмечены артинские *P. adelpha*, *P. prima*, *P. irginaeformis*. В слое 46a фузулиниды не встречены, но в слое 47 (мощн. 35 м) они представлены типично артинскими *Pseudofusulina pedissequa*, *P. concavatas*, *P. buranchini*. Здесь же встречены конодонты – *Sweetognathus whitei*.

В изученном разрезе 1 рассматриваемая граница может быть проведена не менее точно, чем в Кондуровском (рис. 3, 4). Представительный комплекс аммоноидей из слоя 37 (мощн. 10 м.) типично сакмарский. В слое 41 (мощн. 2 м) аммоноидей немногочисленны, но присутствие среди них *Andrianovia sakmarae* говорит еще о сакмарском возрасте слоя. В 12 м выше по разрезу в слое 43 (мощн. 4 м) обнаружены уже характерные артинские *Artinskia artiensis*, *Neopronorites skvorzovi* и форма, переходная от найденного ниже по разрезу сакмарского *Andrianovia sakmarae* к артинскому *Neoshumardites triceps*. Таким образом, граница сакмарского и артинского ярусов может пройти внутри 12-ти метрового слоя 42. Этому выводу несколько противоречат фузулиниды из слоя 41. Они представлены видами, характерными для основания бурцевского горизонта артинского яруса, такими как *Pseudofusulina pedissequa*, *P. pedissequa adjuncta*, *P. buranchini*. Но и в Кондуровском разрезе артинские формы были встречены чуть ниже границы, намеченной по аммоноидеям. По-видимому, смена комплексов аммоноидей несколько отставала по времени от обновления фузулинидовых сообществ. Но это отставание было очень небольшим, если учесть незначительность (по сравнению с общей мощностью сакмар-

ско-артинских отложений) интервала разреза, в котором комплексы как аммоноидей, так и фузулинид полностью обновляются.

Работы проводились при финансовой поддержке РФФИ, грант № 97-05-64477.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Андрианов В.Н.* Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии // Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.

*Левен Э. Я., Шербович С. Ф.* Комплекс фузулинид сакмарского яруса Дарваза // Вопросы микропалеонтологии. 1980. Вып. 23. С. 71–85.

*Мовшович Е.В., Коцур Х., Павлов А. М. и др.* Комплексы конодонтов нижней перми Приуралья и проблемы корреляции нижнепермских отложений // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Тр. Ин-та геологии и геохимии. Вып. 145. 1979. С. 94–134.

*Пнев В.П.* Стратотипический разрез ассельского яруса // Зап. Ленингр. горного ин-та. 1978. Т. 73. С. 72–79.

*Пнев В.П., Полозова А.Н.* Материалы к стратиграфии артинского яруса Среднего Урала // Зап. Ленингр. горного ин-та. 1981. Т. 85. С. 42–49.

*Полозова А.Н.* Фузулиниды терригенных отложений нижней перми Актыбинского и Оренбургского Приуралья // Зап. Ленингр. горного ин-та. 1978. Т. 73. С. 80–89.

*Полозова А.Н.* Биостратиграфия пограничных слоев карбона и перми Оренбургского и Актыбинского Приуралья по фузулинидам // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Ленингр. Горн. ин-та. Л. 1978. С. 1–22.

*Раузер-Черноусова Д.М.* Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса Западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид // Тр. Ин-та геол. наук. Геол. сер. 1940. Вып. 7. № 2. С. 37–101.

*Раузер-Черноусова Д.М.* Некоторые псевдофузулины и парафузулины Башкирского Приуралья // Тр. Ин-та геол. наук. Геол. сер. 1949а. Вып. 105. С. 118–162.

*Раузер-Черноусова Д.М.* Стратиграфия верхнекаменноугольных и артинских отложений Башкирского Приуралья // Тр. Ин-та геол. наук. Геол. сер. 1949б. Вып. 105. С. 3–21.

*Раузер-Черноусова Д.М.* Фораминиферы стратотипического разреза сакмарского яруса (р. Сакмара, Южный Урал) // М.: Наука. 1965. С. 1–80.

*Реймерс А.Н.* Конодонты нижней перми Урала, Прикаспия и Памира // М.: Геос. 1999. С. 1–212.

*Розовская С.Е.* Фузулиниды верхнего карбона и нижней перми Южного Урала // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1952. Т. 40. С. 5–50.

*Руженцев В.Е.* Типовой разрез и биостратиграфия сакмарского яруса // Докл. АН СССР. 1950. Нов. сер. Т. 71. № 6. С. 1101–1104.

*Руженцев В.Е.* Нижнепермские аммониты Южного Урала. I. Аммониты сакмарского яруса // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1951. Т. 33. С. 1–188.

*Руженцев В.Е.* Биостратиграфия сакмарского яруса в Актыбинской области Казахской ССР // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1952. Т. 42. С. 1–85.

*Руженцев В.Е.* Нижнепермские аммониты Урала. II. Аммониты артинского яруса // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1956. Т. 60. С. 1–271.

*Сулейманов И.С.* Новые виды фузулинид рода *Rugosofusulina* Rauser // Тр. Ин-та геол. наук. Геол. серия. 1949. Вып. 105. № 35. С. 44–60.

*Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Геол. серия. 1961. Вып. 37. С. 1–352.

*Черных В.В.* Новые виды рода *Mesogondolella* (конодонты) из стратотипа сакмарского яруса // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Том. 2. Екатеринбург: УРО РАН. 1999. С. 178–186.

*Черных В.В., Решеткова Н.П.* Биостратиграфия и конодонты отложений карбона и перми западного склона Южного и Среднего Урала. Свердловск. УНЦ ФН СССР. 1988а. С. 1–45.

*Черных В.В., Решеткова Н.П.* Зональное расчленение пограничных отложений карбона и перми западного склона Урала по конодонтам // Биостратиграфия и литология верхнего палеозоя Урала. Свердловск. УНЦ АН СССР. 1988б. С. 62–78.

*Чувашов Б.И.* Артинский ярус нижней перми (Проблемы расчленения и корреляции) // Свердловск: УНЦ АН СССР. 1984. С. 1–63.

*Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В.* Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми Западного склона Урала и Приуралья // Свердловск: УРО АН СССР. 1990. 369 с.

*Чувашов Б.И., Черных В.В., Давыдов В.И., Пнев В.П.* Стратотипический разрез сакмарского яруса пермской системы – Кондуровка // Пермская система Земного шара. Путеводитель экскурсий. 1991. Часть 2. Вып. 2. Свердловск: УРО АН СССР. С. 4–31.

*Шириккина А.П., Морозова А.П., Соловьева О.А., Огнева И. И.* Фузулиниды групп *Pseudofusulina pedissequa* и *Pseudofusulina concavata* из артинских отложений Пермского Приуралья // Биостратиграфия артинского и кунгурского ярусов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1980. С. 39–51.

*Boardman D.R., Work D.M., Mapes R.H. et al.* Biostratigraphy of Middle and Late Pennsylvanian (Desmoinesian – Virgilian) ammonoids // Bull. Kansas Geol. Surv. 1994. № 232. P. 1–121.

*Chuvashov B.I.* Modern biostratigraphy of the Early Permian Stages within stratotype basin; their global correlative zonal levels // International Congress on the Carboniferous-Permian, August 17–21, 1999, Calgary, Canada. Programme with abstracts. P. 22.

*Davydov V.I., Leven E.Ja.* Fusulinid biostratigraphy at the Asselian-Sakmarian transition in Kondurovsky section // Permophiles. 1999. № 34. P. 23–24.

*Kozur H.W.* The Permian conodont biochronology. Progress and problems // Proc. Royal Soc. Victoria. 1998. V. 110. № 1/2. P. 197–220.

*Nassichuk W.W., Furnish W.M., Glenister B.F.* The Permian ammonoids of Arctic Canada // Bull. Geol. Surv. Canada. 1965. № 131. P. 1–56.

*Wardlaw B.R., Leven E.Ja., Davydov V.I. et al.* The base of the Sakmarian Stage: call for discussion (possible GSSP in the Kondurovsky section, Southern Ural, Russia) // Permophiles. 1999. V. 34. P. 19–26.

*Zhou Zu-ren.* Lower Permian Artinskian ammonoids fauna and related biostratigraphy in South China // Acta Palaeontologica Sinica. 1988. V. 27. №. 3. P. 368–381.

Рецензенты

*Б.И. Чувашов, В.В. Черных, А.С. Алексеев*

УДК 564.53:551.761.1

## АММОНИТОВЫЕ ЗОНЫ ОЛЕНЕКСКОГО ЯРУСА (НИЖНИЙ ТРИАС) И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

© 2002 г. А. А. Шевырев

*Палеонтологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 21.08.2000 г., получена после доработки 06.12.2000 г.

Рассмотрены схемы зонального расчленения морских оленекских отложений Сибири, Канады, США, Приморья, Китая, Непала, Соляного кряжа и Мангышлака. Сибирская схема выделяется среди них наибольшей детальностью и полнотой. Она охватывает 7 видовых зон и 12 подзон, которые отражают непрерывную последовательность аммонитовых комплексов. Эта схема имеет неоспоримое право претендовать на роль глобального хроностратиграфического стандарта оленека. Аналогии ее зон особенно легко распознаются в нижнеоленекских отложениях. Менее надежна межрегиональная корреляция верхнего оленека, что связано со значительной географической дифференциацией аммоноидей этого времени.

**Ключевые слова.** Нижний триас, оленекский ярус, зональные схемы, аммонитовые комплексы, межрегиональная корреляция.

Выделяя оленекский ярус, Л.Д. Кипарисова и Ю.Н. Попов (1956) приняли за его стратотип обнажение в низовьях р. Оленек. Тем самым они определили скорее стратотипическую местность этого яруса, чем его конкретный типовой разрез. Пытаясь исправить положение, Д.В. Лазуркин и М.В. Корчинская (1963) предложили в качестве стратотипа рассматриваемого яруса разрез на побережье р. Оленек, около устья руч. Менгилях, откуда еще в XIX веке был описан богатый комплекс позднескифских аммонитов.

Дальнейшие исследования сибирского триаса показали, что выбор стратотипической местности для оленекского яруса оказался неудачным. Во-первых, здесь нельзя проследить переход аммоноидей от инда к оленеку, поскольку индский ярус представлен в этом районе преимущественно лагунными и континентальными фациями. Во-вторых, как выяснилось позже, летопись оленекских аммоноидей в стратотипической местности неполна: там нет многих зон, установленных в оленекских отложениях на остальной территории Сибири.

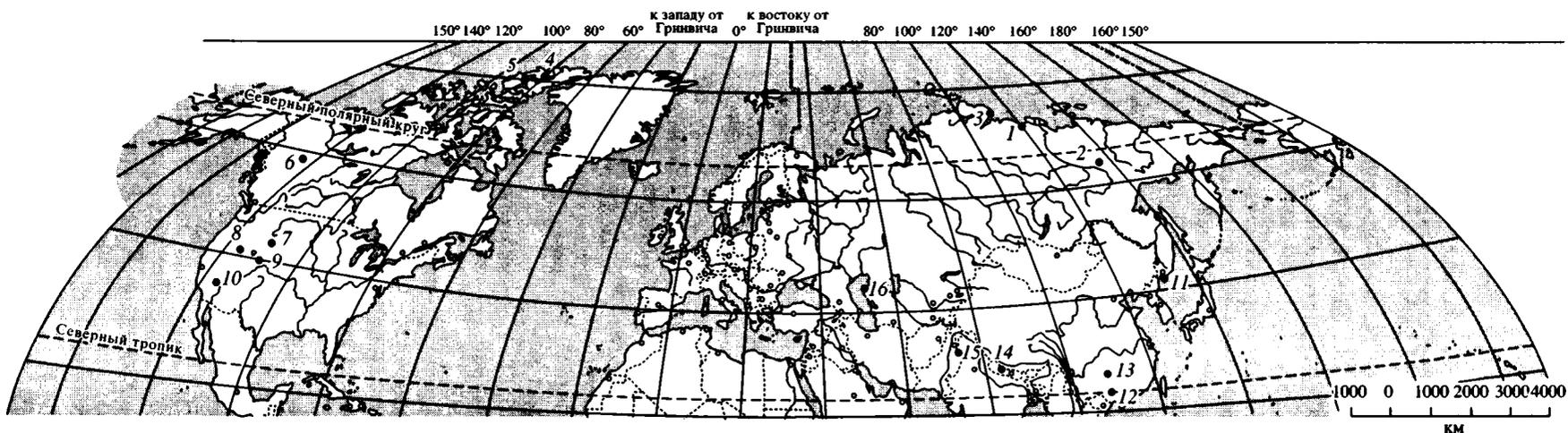
Другая проблема, возникшая в последние годы, связана с выбором глобального стратотипа и точки для границы инда и оленека. Она сразу же вызвала острую полемику. Ю.Д. Захаров (1994) предложил в качестве кандидата на эту роль разрез в ущелье около мыса Три Камня на западном побережье Уссурийского залива. Против этого предложения решительно выступил А.С. Дагис (1997), который считал наиболее перспективными разрезы Восточного Верхоянья, особенно в бассейне р. Томпо, где наблюдается непрерыв-

ный ряд аммонитовых зон на рассматриваемой границе. Нельзя исключать из числа претендентов на роль пограничного стратотипа и классический разрез Соляного кряжа в Пакистане. Рабочей группе, созданной подкомиссией по триасовой стратиграфии для решения этой проблемы, предстоит сделать нелегкий выбор. В данном случае я предпочитаю вариант, предложенный Дагисом, поскольку полагаю, что стратотип нижней границы оленека следует искать в Сибири, на территории которой этот ярус был выделен впервые и где имеются обнаживающие разрезы.

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗОНАЛЬНЫЕ СХЕМЫ ОЛЕНЕКСКОГО ЯРУСА

Самая полная и наиболее детальная стратиграфическая схема рассматриваемого яруса разработана для отложений **Сибири**. Она основана на последовательности аммонитовых комплексов преимущественно в разрезах Восточного Верхоянья, низовьев Оленека и Восточного Таймыра (Дагис, Ермакова, 1988, 1990, 1993; Dagys, 1994, 1995, 1999; Ермакова, 1999) (рисунок).

Нижний оленек этой схемы включает три зоны: *Hedenstroemia hedenstroemi*, *Lepiskites kolyensis* и *Anawasatchites tardus*. Стратотипы первых двух зон находятся на р. Лекеер (бассейн Томпо), а гипостратотип зоны *tardus* – в бассейне р. Кулу (верховья Колымы). В зоне *hedenstroemi* доминируют *Hedenstroemia hedenstroemi* (Keyserling) и *H. tscherskii* (Popow). Зона *kolyensis* содержит богатый и разнообразный комплекс аммоноидей: *Lepiskites*, *Kelteroceras*, *Clypeoceratoides*,



Географическое положение ключевых разрезов оленекских отложений. 1 – низовья р. Оленек (стратотипическая местность оленекского яруса); 2 – Восточное Верхоянье; 3 – Восточный Таймыр (парастратотипическая местность верхнего оленека); 4 – о. Элсмир (стратотипическая местность смитского и спатского ярусов); 5 – о. Аксель-Хейберг; 6 – северо-восток Британской Колумбии; 7 – юго-восток Айдахо; 8 – север Невады; 9 – север Юты (стратотипическая местность зоны Alasibirites); 10 – юго-восток Калифорнии (стратотипическая местность зон gracilitatis и haugi); 11 – о. Русский (стратотипическая местность аякского и русского подъярусов); 12 – запад Гуанси; 13 – Гуйчжоу; 14 – Центральный Непал; 15 – Соляной кряж; 16 – п-ов Мангышлак.

Meekoceras, Arctoceras, Euflemingites, Juvenites, Melagathiceras, которые встречаются только на этом уровне. Здесь же известны Sakhaites, Anakashmirites, Pseudoceltites и последние представители рода Hedenstroemia. Для зоны tardus особенно характерны Xenoceltites, Anawasatchites, Anasibirites.

Верхний оленек охватывает четыре зоны: Bajarunia euomphala, Nordophiceras contrarium, Parasibirites grambergi и Olenikites spiniplicatus. В качестве его парастратотипа предложен разрез на р.ч. Дивный, в бассейне р. Чернохребетной на Восточном Таймыре (Dagys, Sobolev, 1995). Стратотип зоны euomphala находится на р. Буур, в низовьях Оленека. Стратотипы зон contrarium и grambergi определены на Восточном Таймыре, а стратотип зоны spiniplicatus установлен на р.ч. Менгилях.

Для зоны euomphala характерны Bajarunia и Boreoceras. На основе распределения их видов она делится на три подзоны: Bajarunia eiekitensis, Boreoceras planorbis и B. demokidovi. В подзоне eiekitensis присутствует только ее руководящий вид B. eiekitensis (Popow). В подзоне planorbis, кроме руководящего вида B. planorbis Dagys et Ermakova, встречаются Bajarunia alexandri Dagys, редкие B. taimyrensis Dagys и Pseudosagaceras sp. Подзону demokidovi определяют ее руководящий вид Boreoceras demokidovi (Kiparisova) и Bajarunia euomphala (Keyserling). Здесь же появляются первые Koninckitoides posterius (Popow).

Зона contrarium определяется по появлению Nordophiceras, Eriboreoceras и Evenites. Рамками этой зоны ограничен интервал рода Praesibirites. Она делится на три подзоны: Eriboreoceras lenaense, Praesibirites tuberculatus и P. egorovi. Для подзоны lenaense характерны ее руководящий вид E. lenaense (Dagys et Konstantinov), E. mirabile (Dagys et Ermakova), Nordophiceras contrarium (Popow) и род Evenites. Здесь же встречаются последние K. posterius. Подзону tuberculatus определяет ее руководящий вид P. tuberculatus (Dagys et Konstantinov) в сопровождении N. contrarium. В подзоне egorovi обнаружены только P. egorovi Dagys et Ermakova и скорее всего относящийся к новому виду N. cf. contrarium.

Нижняя граница зоны grambergi проводится по появлению Parasibirites и Subolenekites. Эта зона расчленяется на три подзоны: Parasibirites kolyomensis, P. mixtus и P. efimovae. Подзону kolyomensis характеризуют ее руководящий вид P. kolyomensis Butschkov, Nordophiceras menense (Popow) и Subolenekites pilaticus (Tozer). Нижняя граница подзоны mixtus проводится по появлению Parasibirites grambergi (Popow), P. mixtus (Popow), P. subpretiosus (Popow), Byrrangoceras taimyrense Dagys, Sibirites elegans Dagys et Ermakova. Для подзоны efimovae характерны Parasibirites efimovae Butschkov,

Sibirites pretiosus (Mojsisovics), Nordophiceras kazakovi Dagys et Ermakova и Olenekoceras levigatum Dagys et Ermakova. Здесь появляются также Subolenekites altus (Mojsisovics) и Boreomeekoceras keyserlingi (Mojsisovics).

Завершает оленек зона spiniplicatus. Ее нижняя граница совпадает с появлением Olenikites, Pseudosvalbardiceras, Timoceras, Arctomeekoceras. Комплекс этой зоны самый богатый в оленекском ярусе Сибири. Кроме вышеуказанных родов, он включает Nordophiceras, Boreomeekoceras, Svalbardiceras, Subolenekites, Olenekoceras, Sibirites, Keyserlingites, Prosphingites, Pseudosagaceras. Зона spiniplicatus расчленяется на три подзоны: Sibirites eichwaldi, Prosphingites czechanowskii и Svalbardiceras spitzbergense. Кроме руководящего вида S. eichwaldi (Keyserling), для подзоны eichwaldi характерны Olenekoceras middendorffi (Mojsisovics), O. nikitini (Mojsisovics), Nordophiceras karpinskii (Mojsisovics), N. schmidti (Mojsisovics), Pseudosvalbardiceras sibiricum (Mojsisovics), а также некоторые виды, перешедшие из верхов предшествующей зоны (B. keyserlingi и S. altus). По своему фаунистическому составу подзона czechanowskii близка к нижележащей подзоне. Ее отличает появление на этом уровне родов Prosphingites и Keyserlingites. В подзоне spitzbergense появляется род Svalbardiceras с руководящим видом S. spitzbergense (Friebold). Здесь же известны некоторые виды Prosphingites, Olenikites, Nordophiceras, Keyserlingites.

На территории Канады нижнему и верхнему оленеку Сибири соответствуют смитский и спатский ярусы, названные по рекам Смит и Спат на о. Элсмир (Tozer, 1967, 1994a, 1994b).

Стратотипической местностью смита является северо-западная часть о. Элсмир. Здесь этот ярус охватывает верхи пачки Смит-Крик и низы пачки Свартфельд из формации Блайнд-Фьорд. Он включает три зоны: Hedenstroemia hedenstroemi, Euflemingites gomunderi и Anawasatchites tardus.

Как уже указывалось, зона hedenstroemi впервые была выделена в Сибири, где находится ее стратотип. Опорным разрезом этой зоны в Канаде служит обнажение на р. Грисбах (о. Аксель-Хейберг). Кроме руководящего вида, в ней нет других аммонитов. Зона hedenstroemi известна и на о. Элсмир, где она имеет такую же бедную палеонтологическую характеристику.

Типовое обнажение зоны gomunderi расположено на р. Смит. Аммониты этой зоны известны также на о. Аксель-Хейберг и северо-востоке Британской Колумбии. Ее характеризуют Kashmirites, Melagathiceras, Juvenites, Thermalites, Gyronites, Prionolobus, Meekoceras, Euflemingites, Anaxenaspis, Arctoceras, Paranannites, Oxyussuria, Pseudosagaceras.

Стратотип зоны *tardus* – разрез на р. Тоуд (северо-восток Британской Колумбии), где в подстилающих отложениях нет хорошо сохранившихся аммонитов. На р. Смит (о. Элсмир) и р. Лиард (северо-восток Британской Колумбии) она перекрывает зону *gomunderi*. Аммониты этой зоны известны и на о. Аксель-Хейберг. Зона *tardus* содержит *Kashmirites*, *Xenoceltites*, *Arctoceras?*, *Paranannites?*, *Anasibirites*, *Prionites*, *Wasatchites*, *Anawasatchites*, *Arctoprionites*, *Pseudosageceras*.

Стратотип спата находится на р. Спат (о. Элсмир), где он представлен чередованием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, которые составляют верхнюю часть пачки Свартфельд, завершающей формацию Блайнд-Фьорд. В спате различаются две зоны: *Subolenekites pilaticus* и *Keyserlingites subrobustus*. Нижняя из них выделена на о. Аксель-Хейберг, где ее характеризуют *Arctomeekoceras obtusum* Tozer, *Neomeekoceras scalariforme* Tozer, *Subolenekites pilaticus* (Tozer), *S. subtilis* (Tozer), *Pseudosageceras* sp. Верхняя зона известна на о. Элсмир, где находится ее стратотип, и на северо-востоке Британской Колумбии. Из нее определены *Sulioticeras*, *Isculitoides*, *Zenoides*, *Popovites*, *Monacanthites*, *Prosphingites*, *Cordillerites*, *Metadagnoceras*, *Procarnites*, *Olenikites*, *Svalbardiceras*, *Keyserlingites*, *Leiophyllites*.

На западе США особенно широко распространены отложения нижнеоленекской зоны *Meekoceras gracilitatis*. Они известны на Аляске, северо-востоке Вашингтона, юго-западе Монтаны, юго-востоке Айдахо, северо-востоке Невады, севере Юты и востоке Калифорнии. В большинстве случаев зона *gracilitatis* представляет собой мало-мощный, возможно, конденсированный горизонт известняков или ракушечников. По разнообразию аммоноидей это одна из самых богатых зон нижнего триаса не только в США, но и во всем мире. Из нее описаны *Dieneroceras*, *Hemiaspenites*, *Flemingites*, *Anaflemingites*, *Euflemingites*, *Pseudoceltites*, *Xenoceltites*, *Preflorianites*, *Cordillerites*, *Pseudaspidites*, *Owenites*, *Inyoites*, *Paranannites*, *Prosphingitoides*, *Juvenites*, *Thermalites*, *Parussuria*, *Metussuria*, *Lanceolites*, *Pseudohedenstroemia*, *Anahedenstroemia*, *Aspenites*, *Meekoceras*, *Wyomingites*, *Arctoceras*, *Arctoprionites*, *Pseudosageceras* (Hyatt, Smith, 1905; Smith, 1932; Kummel, Steele, 1962).

Следующий стратиграфический уровень образует зона *Anasibirites*, наиболее четко выраженная на севере Юты, в районе Форт-Дугласа (Mathews, 1929; Smith, 1932). Ее характеризуют *Pseudosageceras*, *Cordillerites*, *Xenoceltites*, *Meekoceras*, *Anasibirites*, *Hemiprionites*, *Wasatchites*, *Gurleyites*. К этому же уровню относятся нижние сланцы формации Тайнес на юго-востоке Айдахо, где в них найдены *Hemiprionites*, *Gurleyites*, *Anasibirites*, *Wasatchites*, *Anawasatchites* (Kummel,

1954). Эти сланцы залегают здесь на нижних известняках с *M. gracilitatis* White.

Один из наиболее полных разрезов верхнего оленека находится на юго-востоке Айдахо, около озера Бэр. Здесь в формации Тайнес над нижними сланцами зоны *Anasibirites* в настоящее время различаются четыре биостратиграфических уровня: слои с *Tirolites*, с *Columbites*, с *Procolumnbites* и с *Prohungarites* (Smith, 1932; Kummel, 1954, 1969; Orchard, Tozer, 1997). Первый из них образуют средние известняки (220 м) с *Tirolites harti* Smith и *Dalmatites attenuatus* Smith. Следующий уровень представляют средние сланцы (45 м) с *Columbites*, *Pseudosageceras*, *Cordillerites*, *Subvishnuites*, *Xenoceltites*, *Preflorianites*, *Pseudaspidites*, *Pseudoceltites*, *Svalbardiceras*, *Nordophiceras*, *Procolumnbites*, *Bajarunia*, *Boreoceras*, *Tirolites*, *Hellenites*, *Dalmatites*, *Ussurites*. Недавно верхняя часть этих колумбитовых сланцев была выделена как самостоятельный биостратиграфический уровень – слои с *Procolumnbites*, аммонитовый комплекс которых еще не обнаружен. Наконец, в 300 м выше проколумбитовых слоев в пачке известняков и сланцев найдены *Prohungarites*, *Pseudosageceras*, *Isculitoides*, *Epiceltites*, *Stacheites*, *Keyserlingites*, *Olenikites*, характеризующие прохунгаритовые слои.

Несколько местонахождений позднеоленекских аммоноидей обнаружено в северо-западной части Невады. В одном из них на хребте Тобин в 10–15 м выше основания формации Тобин собран небольшой комплекс из семи новых видов (Kummel, 1969). Он включает *Subcolumbites*, *Paragoceras*, *Stacheites*, *Isculitoides*, *Ussurites*, *Metadagnoceras*, *Hemilecanites*. Неподалеку от этой точки в базальных слоях той же формации найдены *Subcolumbites*, *Pseudosageceras*, *Hellenites*, *Prohungarites* (Kummel, 1969; Silberling, Wallace, 1969). Несмотря на некоторые различия в таксономическом составе, оба комплекса представляют один и тот же биостратиграфический уровень – субколумбитовые слои, соответствующие прохунгаритовым слоям Айдахо.

Следующий биостратиграфический уровень в североамериканских разрезах образует зона *Neoropanoceras haugi*. Впервые она была выделена в хребте Инью, на юго-востоке Калифорнии (Hyatt, Smith, 1905), где ее взаимоотношения с вышележащими зонами в то время оставались неясными. Фаунистический комплекс рассматриваемой зоны в первоначальной интерпретации имел смешанный характер. Отсюда определялись как позднеоленекские, так и анизийские формы. Сначала зону *haugi* отнесли к самым низам анизия. Долгое время эта точка зрения оставалась общепринятой. Однако в конце 60-х годов Н. Силберлинг поставил ее под сомнение (Silberling, Tozer, 1968; Silberling, Wallace, 1969).

Он сообщил о находке в хребте Инью, стратотипической местности зоны haugi, в нескольких метрах выше этой зоны плохо сохранившегося аммонита, похожего на Keyserlingites. Он показал также, что в хребте Гумбольдт, на северо-западе Невады, рассматриваемая зона залегает между субколумбитовыми слоями оленека и зоной saurus, которая в то время считалась самым нижним уровнем анизия на западе США. Позже в этом разрезе между зонами haugi и saurus были выделены новые биостратиграфические уровни анизия: слои с Japonites welteri, слои с Pseudokeyserlingites guexi и зона Silberlingites mulleri (Bucher, 1989). В результате зона haugi оказалась между субколумбитовыми слоями и слоями с J. welteri.

Аммонитовый комплекс этой зоны после его ревизии, проведенной Х. Буше (Bucher, 1989), приобрел следующий состав: Neoropanoceras haugi (Hyatt et Smith), Pseudacrochordiceras inyoense (Smith), Subhungarites yatesi (Hyatt et Smith), Keyserlingites subrobustus (Mojsisovics), Metadagnoceras pulchrum Tozer, Preflorianites sp., Olenikites sp., Isculitoides sp., Inyoceras multicameratum (Smith), I. bittneri Bucher, Hemilecanites? sp., т.е. стал вполне оленекским. Я принимаю такую интерпретацию и рассматриваю зону haugi как самый верхний биостратиграфический уровень нижнего триаса на западе США.

**В Южном Приморье** нижнетриасовые отложения обнажаются на побережье Амурского и Уссурийского заливов, в бассейне р. Майхе и на о. Русском. Из них описано более 100 видов аммоноидей, представляющих около 70 родов (Zakharov, 1997b). Отложения оленека расчленяются здесь на тобизинский и чернышевский горизонты со стратотипами на о. Русском (Бурый и др., 1976).

Тобизинский горизонт включает две местные зоны: Hedenstroemia bosphorensis и Anasibirites nevolini. Стратотип зоны bosphorensis находится между бухтой Аякс и мысом Балка. Эта зона сложена песчаниками (50–60 м) с линзами известняков-ракушечников и редкими прослоями алевролитов. Она расчленяется на слои с Gyronites separatus и слои с Euflemingites prynadai. Из слоев с G. separatus известны Gyronites, Ambites, Parahedenstroemia, Hedenstroemia, Meekoceras, Juvenites, Proharporoceras, Cordillerites, Koninckites, из слоев с E. prynadai – Koninckites, Hedenstroemia, Meekoceras, Juvenites, Pseudosageceras, Pseudohedenstroemia, Epihedenstroemia, Ussuria, Parussuria, Metussuria, Arctoceras, Dieneroceras, Anaxenaspis, Ambites, Prionolobus, Owenites, Prospingitoides, Anakashmirites, Paranannites, Inyoites, Eophyllites, Hemiprionites, Gurleyites, Preflorianites, Flemingites, Euflemingites.

Зона nevolini обнажается на северном побережье бухты Парис, мысе Житкова и полуострове Тобизина, где она состоит из песчаников (16.8 м) с редкими линзами известняков и прослоями але-

вролитов. Ее типовой разрез расположен на левом берегу р. Артемовка (северное побережье Уссурийского залива), где она сложена алевролитами и аргиллитами (12.5–15.5 м) с линзами известковистых песчаников, содержащих Meekoceras, Parahedenstroemia, Arctoceras, Owenites, Prospingitoides, Juvenites, Prionolobus, Arctoprionites, Mangyshlakites, Hemilecanites, Hemiprionites, Palaeokazakhstanites, Anasibirites, Wasatchites, Gurleyites, Burijites, Subalbanites.

Чернышевский горизонт начинается с зоны Tirolites-Amphistephanites. Ее выходы известны на северном побережье бухты Парис, мысе Житкова, полуострове Тобизина и мысе Шмидта, где она состоит из песчаников (40 м) с линзами песчаных известняков-ракушечников и редких известняков. Отложения этой зоны составляют шмидтовскую свиту со стратотипом на мысе Шмидта (Zakharov, 1997a). Здесь она расчленяется на слои с Bajarunia dagysi (15 м) и слои с Tirolites ussuriensis (25 м). Для первых характерны B. dagysi Zakharov, Bandoites tobisinensis (Kiparisova), B. pacificus (Zharnikova), для вторых – T. ussuriensis Zharnikova, Tchernyshevites subdalmatus (Zharnikova), Kazakhstanites soticus (Zakharov), K. zakharovi (Zharnikova), K. nicolai (Diener). По всей зоне распределяются Tchernyshevites costatus Zakharov, Bandoites elegans Zakharov, Amphistephanites parisenis (Zakharov), Tirolites subcassianus Zakharov.

Следующая зона Neocolumbites insignis в своем стратотипическом разрезе на северо-западном побережье бухты Чернышева сложена аргиллитами и алевролитами (60 м) с прослоями песчаников и многочисленными известково-мергелистыми конкрециями, содержащими Pseudosageceras, Neocolumbites, Svalbardiceras?, Khvalynites, Proolumbites, Olenekoceras, Hellenites, Columbites, Leiophyllites, Preflorianites, Tirolites.

Завершает разрез чернышевского горизонта, а вместе с ним и всего нижнего триаса Приморья, зона Subolumbites multiformis. Ее стратотип расположен на мысе Житкова, где ей соответствуют аргиллиты (19 м) с прослоями песчаников и песчаных известняков, содержащих Pseudosageceras, Zhitkovites, Columbites, Isculitoides?, Paragoceras, Epiboreoceras, Subolumbites, Prenkites, Preflorianites, Leiophyllites, Palaeophyllites. Зоны insignis и multiformis образуют житковскую свиту со стратотипом на мысе Житкова.

Тобизинский горизонт и шмидтовская свита представляют аякский подъярус со стратотипом между бухтой Аякс и западной частью бухты Парис, а житковская свита – русский подъярус со стратотипом на северо-западном побережье бухты Чернышева (Zakharov, 1997a).

На территории Китая оленек начинается с зоны Hubeitoceras linyunense, для которой характерны Pseudosageceras, Prionolobus, Paranorites,

Koninckites, Mesohedenstroemia, Proptychites, Flemingites, Xenodiscoides, Kashmirites, Lingyunites, Hubeitoceras. Впервые выделенная в формации Лоулоу на западе провинции Гуанси как зона Koninckites lingyunensis (Chao, 1959), она была обнаружена позже в провинциях Цзянсу и Аньхой, где в ней доминируют флемингиты (Wang, He, 1980).

Выше различаются зоны Owenites costatus и Anasibirites kingianus, которые были выделены первоначально в той же формации. Зона costatus отличается особенно большим разнообразием аммоноидей. На западе Гуанси она насчитывает более 100 видов, представляющих Pseudosageceras, Latisageceras, Cordillerites, Meekoceras, Owenites, Prosphingitoides, Paranorites, Koninckites, Clypeoceras, Dieneroceras, Juvenites, Inyoites, Kashmirites, Anakashmirites, Pseudoceltites, Xenoceltites, Preflorianites, Lanceolites, Ussuria, Pseudohedenstroemia, Mesohedenstroemia, Hanielites, Pseudaspidites, Flemingites, Euflemingites, Subvishnuites, Proptychites, Aspinites, Paranannites, Proharporoceras, Tuyangites. Аналоги этой зоны известны на юге и востоке Тибета, в центре Цинхая, на северо-западе Сычуани и севере Гуйчжоу (Wang, He, 1976, 1980, 1981). Из зоны kingianus, сначала называвшейся зоной Pseudowenites oxynotus, Чжао определил Anasibirites, Xenoceltites, Preflorianites, Subflemingites, Pseudaspidites, Owenites, Pseudowenites, Metussuria, Juvenites, Meekoceras. Из разновозрастных отложений центрального Цинхая описаны Anasibirites, Anakashmirites, Pseudoceltites, Subvishnuites, Pseudosageceras, Platussuria (He et al., 1986). Эта зона представлена также на севере Цинхая, в Цзянсу, Аньхое и Хубэе (Wang, He, 1980).

Выше различаются тиролитовые слои, выделенные в платформенных отложениях Сычуани, Гуйчжоу, Юньнани и Цинхая (Wang, 1985). Для них характерны Tirolites, Dinarites, Dalmatites, Dorigranites? и Hololobus. По характеру распределения этих аммоноидей в разрезах тиролитовые слои делятся на зоны Tirolites и Dinarites.

Залегающие выше субколумбитовые слои первоначально были ustanовлены Чжао как зона Columbites costatus в трех обнажениях на западе Гуанси. Позже ее заменили на зону Subcolumbites asymmetricus (Wang, He, 1980). Субколумбитовые слои содержат богатый комплекс аммоноидей, состав которого после ревизии, проведенной Б. Каммелом (Kummel, 1969), выглядит следующим образом: Hemilecanites, Proptychitoides, Procarnites, Paragoceras, Pseudoprosphingites, Tunglanites, Subcolumbites, Paradinarites, Prenkites, Dagnoceras, Hellenites. Эквивалентные слои известны в Цинхэе и на востоке хребта Куньлунь (He et al., 1986; Wang, Yang, 1992).

Завершает разрез нижнего триаса Китая зона Procarnites-Ziyunites-Japonites. Для нее характерны смешанные комплексы позднеоленекских и ранне-

анизийских аммоноидей: Pseudosageceras, Cordillerites, Xenoceltites, Preflorianitoides, Albanites, Procarnites, Proptychitoides, Pseudoprosphingites, Isculitoides, Metadagnoceras, Tunglanites, Nordopficeras, Parussuria, Eophyllites, Leiophyllites, Eodanubites, Eoacorchordiceras, Procladiscites, Japonites, Ziyunites (Kummel, 1969; Wang, 1978; Wang, He, 1980). Приуроченные обычно к маломощным слоям известняков (0.1–0.2 м), они образовались, по-видимому, в результате стратиграфической конденсации. Подобные захоронения аммоноидей отмечены в провинциях Гуйчжоу, Сычуань, Цинхай и в Южном Тибете.

Интересный разрез нижнего триаса, богато охарактеризованный аммоноидеями, к сожалению, очень плохой сохранности, известен на территории **Центрального Непала**, в верховьях р. Марсянги (Waterhouse, 1994, 1996a, 1996b). Эквивалентами низов оленека здесь служат слои с Arctoceras chuluense Waterhouse. Они образуют кровлю известняково-аргиллитовой пачки Кангла (0.5 м), завершающей формацию Кхангсар, или основание вышележащей формации Нар. Последняя состоит из глинистых сланцев и красных доломитов. Ее низы составляют сланцы (1–2 м), чередующиеся с доломитами, среднюю часть – сланцы с редкими слоями доломитов (11 м), а верхи – доломиты (11 м), чередующиеся со сланцами. Из низов формации Нар, выделенной в ранговую зону Nordopficeras erbeni, описаны Anakashmirites, Eukashmirites, Metinyoites, Preflorianites, Pseudoceltites, Nordopficeras, Kumatites, Meekoceras, Jolinkia, Anasibirites, Rohillites, Wyomingites, Pseudohedenstroemia (подзона Jolinkia jeanneti), из средней части – Latisageceras, Anakashmirites, Eukashmirites, Nilgiria, Preflorianites, Arctoceras?, Pseudoceltites, Nordopficeras, Kumatites, Anasibirites, Subflemingites, Pseudohedenstroemia, Lanceolites (подзона Nilgiria manangensis), из верхов – Pseudosageceras, Anakashmirites, Eukashmirites, Preflorianites, Pseudoceltites, Nordopficeras, Anasibirites, Prionites, Flemingites, Rohillites, Euflemingites, Anaflemingites, Arctoceras, Eophyllites, Pseudaspidites, Pseudohedenstroemia (подзона Eophyllites obliqueplicatus).

Вышележащая формация Писанг представлена зеленоватыми алевролитами и черными аргиллитами (12 м), по всей толще которых рассеяны Xenoceltites? sp., Preflorianites kummeli Waterhouse, Paranannites pisangi Waterhouse и Rohillites? sp. Этот небольшой аммонитовый комплекс характеризует акмэ-подзону P. kummeli, тесно связанную с подстилающей зоной erbeni.

Основание следующей формации Гунгданг образует пачка Наурчули, состоящая из серых, оранжево-красных плотных доломитов (0.72 м) с Anakashmirites, Eukashmirites, Pseudoceltites, Kazakhstanites, Nordopficeras, Meekoceras, Jolinkia, Anasibirites, Paranannites, Flemingites, Rohillites, Eu-

flemingites (зона *Flemingites griesbachi*). Формации Нар и Писанг вместе с пачкой Наурчули составляют гангапурский ярус.

Выше залегают следующие пачки: Дракар – зернистые известняки (0.6 м) с *Ampletimoria weteri*, Бодзо – ракушечниковые известняки (0.4–0.6 м) с *Karicelmites manangensis*, Конне – сланцеватые известняки (2.28 м) с *Albanites*, *Xenocelmites*, *Eophyllites giganteus*, Лангпо – черные и белые ракушечниковые известняки (1.6 м) с *Keyserlingites costatus*. Они образуют месокантойский ярус. Описания аммонитовых комплексов из этих пачек еще не опубликованы.

В Соляном кряже Пакистана нижняя граница оленека проходит внутри цератитового песчаника (15–30 м), который входит в состав пачки Миттивали. Этот песчаник примечателен крупными раковинами флемингитов и беллерофонтидами рода *Stachella*. Стахелловые слои делят его на две части. Из нижней части известны аммониты индского яруса (Шевырев, 1999). Из стахелловых слоев описаны *Flemingites*, *Rohillites*, *Pseudoflemingites*, *Clypeoceras*, *Paraspidites*, *Eoptychites*, *Fuchsites*, *Koninckites*, *Waagenoprotychites*, *Paranorites*, *Parakumatites*, *Parastephanites*, *Pseudocelmites*, *Kashmirites*, *Anakashmirites*, *Xenodiscoides*, а из верхней части – *Flemingites*, *Clypeoceras*, *Prionites*, *Xenocelmites*, *Pseudocelmites*, *Xenodiscoides*, *Preflorianites*, *Pseudohedenstroemia*, *Paranorites*, *Beoflemingites* (Waagen, 1895; Kummel, Steele, 1962; Waterhouse, 1996a). В последнее время группа пакистанских и японских геологов, изучавших разрезы Соляного кряжа, предложила разделить цератитовый песчаник на две зоны: *Paranorites* sp. и *Flemingites* sp. (Ali et al., 1985). Принимая это расчленение, я провожу нижнюю границу оленека между указанными зонами.

Пачку Миттивали завершает верхний цератитовый известняк (17–50 м). Половину этого подразделения составляют известняки, а остальную часть – аргиллиты и песчаники. В базальной части его найдены *Pseudosageceras*, *Eukashmirites*, *Parakumatites*, *Arctoceras* и *Meekoceras*, а выше – *Anasibirites*, *Meekoceras*, *Eophyllites*, *Pseudocelmites*, *Xenocelmites*, *Anakashmirites*, *Wasatchites*, *Hemiprionites*, *Juvenites*, *Stephanites*, *Pijaconcha*. Ж. Ге (Guex, 1978) разделил верхний цератитовый известняк соответственно на зоны *Meekoceras gracilitatis* и *Anasibirites pluriformis*.

Следующая пачка Нармия охватывает ту часть разреза, в которой Вааген различал слои с двустворками, доломитовые слои и самый верхний известняк. Первые представлены известняками (до 3 м), местами ракушечниками, вторые – сланцами и доломитизированными известняками (30–60 м), а последний – пизолитовыми известняками (1.5–2.3 м) или массивными доломитами (0.8–3.0 м). Из слоев с двустворками и доломито-

вых слоев определены *Pseudosageceras*, *Subvishnuites*, *Xenocelmites*, *Procarnites*, *Isculitoides*, *Anakashmirites*, *Svalbardiceras*, *Dagnoceras*, *Stacheites*, *Nordphiceras*, *Arctomeekoceras*, *Tirolites*, *Columbites*, *Prohungarites*, *Paranoritoides*, характеризующие зону *Tirolites-Columbites* (Kummel, 1966; Guex, 1978), из самого верхнего известняка – *Tozericeras*, *Prohungarites*, *Epicelmitoides*, *Pseudosageceras*, *Palaeophyllites*, *Pseudharoceras*, характеризующие зону *Tozericeras pakistanum* (Guex, 1978).

На полуострове Мангышлак известны только позднеоленекские аммоноидеи. Они приурочены к мощной (около 1000 м) песчано-глинистой толще с прослоями и линзами темно-серых известняков. Эта толща образует тюрурпинскую серию, которая делится на две свиты: глинистую тарталинскую и песчанистую караджатыкскую. Самый полный разрез тюрурпинской серии находится на северном склоне хребта Каратаучик, около колодцев Долнапа. Здесь можно выделить четыре биостратиграфических уровня (Шевырев, 1990):

1. Слои с *Dorikranites* (80 м). Серые, на поверхности желтовато-бурые глинистые сланцы с прослоями песчаников и известняков. В 14 известняковых прослоях найдены *Dorikranites bogdoanus* (Buch) и *D. acutus* (Mojisovics).

2. Слои с *Kiparisovites-Tirolites* (230 м). Серые, на поверхности зеленоватые глинистые сланцы с прослоями песчаников, известняков и шаровидных известковых конкреций. В нижней трети толщи на четырех уровнях встречаются *Kiparisovites*, *Hurganites*, *Tjurgrites*, а в остальной части многочисленные *Tirolites cassianus* (Quenstedt) и редкие *Kiparisovites*, образующие восемь уровней.

3. Слои с *Columbites-Dinarites* (220 м). Серые, на поверхности зеленоватые глинистые сланцы с прослоями и линзами известняков, редкими известковыми конкрециями и маломощными слоями песчаников. Эта часть разреза фаунистически наиболее богатая. В ней различаются 25 слоев с *Pseudosageceras*, *Xenocelmites*, *Preflorianites*, *Khvalynites*, *Columbites*, *Procolumbites*, *Mangyshlakites*, *Hellenites*, *Albanites*, *Kazakhstanites*, *Leophyllites*, *Kashmirites*, *Tirolites*, *Dinarites*, *Procarnites*.

4. Слои со *Stacheites-Paragoceras* (380 м). Светло-серые песчаники и зеленовато-серые песчано-глинистые сланцы с редкими прослоями и линзами известняков. В толще насчитывается 16 слоев с многочисленными раковинами *Stacheites*, более редкими *Paragoceras* и единичными *Mangyshlakites*.

Три нижних уровня различаются в тарталинской свите, а верхний – в караджатыкской.

## КОРРЕЛЯЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СХЕМ

Ввиду слабо выраженной географической дифференциации раннеоленекских аммоноидей увязка зональных схем нижнего оленека не представляет особых трудностей (таблица). Зоне *hedenstroemi* Сибири и Канады отвечают слои с *Gyronites separatus* (низы зоны *bosphorensis*) Приморья, в ко-



торых появляются первые геденстремии. Их аналогами, по-видимому, являются зона *linguynense* Китая, для которой характерны многочисленные флемингиты, и зона *Flemingites* sp. Соляного кряжа. Сибирская зона *kolymensis* легко увязывается с канадской зоной *romunderi*. Их объединяет присутствие общих родов *Euflemingites*, *Meekoceras*, *Arctoceras*, *Juvenites*, *Melagathiceras*. Эти же роды известны в богатом комплексе зоны *gracilitatis* США, что дает основание рассматривать ее как хроноэквивалент зон *kolymensis* и *romunderi*. В свою очередь американской зоне *gracilitatis* отвечают слои с *Euflemingites prynadai* (верхи зоны *bosphorensis*) Приморья и зона *costatus* Китая. Их связывают *Meekoceras*, *Owenites*, *Dieneroceras*, *Juvenites*, *Inyoites*, *Ussuria*, *Pseudohedenstroemia*, *Euflemingites*, *Flemingites*, *Prosphingitoides* и др. На этом же стратиграфическом уровне находится зона *gracilitatis* Соляного кряжа. Завершает разрез нижнего оленека в Сибири зона *tardus*, для которой характерны *Anasibirites*, *Anawasatchites* и *Xepoceltites*. В Канаде ей соответствует одноименная зона, в аммонитовом комплексе которой представлены те же самые роды. Этому же уровню отвечают зоны *Anasibirites* США, *nevolini* Приморья, *kingianus* Китая и *pluriformis* Соляного кряжа, в которых известны общие роды *Anasibirites*, *Wasatchites*, *Anawasatchites*, *Hemiprionites*.

На этом ясном корреляционном фоне контрастно выглядит лишь разрез синхронных отложений Непала. В отличие от других разрезов мира, в которых флемингиты всегда находятся в нижних слоях, а анасибириты в верхних, последовательность раннеоленекских аммоноидей кажется здесь перевернутой. Эта аномалия непальского разреза мешает уложить его в корреляционную схему. Дж. Уотерхаус (Waterhouse, 1996b, с. 161) попытался объяснить ее тем, что в середине раннего триаса сходные фауны могли появляться в разных местах в разное время. Такое объяснение противоречит мировой практике, свидетельствующей о единстве глобальной эволюционной стратегии триасовых аммоноидей. По-видимому, причина странного поведения непальских фаун кроется в ошибочности геологических наблюдений.

Другая аномалия непальского разреза заключается в низком стратиграфическом положении рода *Nordophiceras*. За пределами Непала этот род впервые появляется лишь в позднем оленеке. В данном случае отклонение от стандарта, очевидно, связано, с ошибочным палеонтологическим определением. *Nordophiceras erbeni* Waterhouse из Непала отличается от типичных представителей этого рода более узким умбо и короткой боковой лопастью. Следует заметить при этом, что раннетриасовые аммоноидеи Непала имеют очень плохую сохранность. Я разделяю мнение палеонтологов из Миланского университета (Gatani et al., 1995), которые в своей критической за-

метке о работе Уотерхауса (Waterhouse, 1994) справедливо отмечают, что выделять новые таксоны, строить классификацию аммоноидей и надежно коррелировать включающие отложения можно только на хорошем ископаемом материале, который к тому же должен быть четко и ясно изображен.

Довольно просто сопоставляются верхнеоленекские отложения в пределах Бореальной области. В Канаде спатский ярус начинается с зоны *pilaticus*. Ее руководящий вид *Subolenekites pilaticus* обнаружен в сибирской подзоне *kolymensis* (низы зоны *grambergi*). На этом основании А.С. Дагис (Dagys, 1997, 1999) считал зону *pilaticus* хроноэквивалентом подзоны *kolymensis*. Однако в зоне *pilaticus* известны также *Arctomeekoceras obtusum* и *Neomeekoceras scalariforme*. Род *Arctomeekoceras* появляется в Сибири только на уровне подзоны *eichwaldi* (низы зоны *spiniplicatus*), а *Neomeekoceras*, по мнению Дагиса (Dagys, 1997, с. 217), может быть младшим синонимом рода *Pseudosvalbardiceras*, который известен в той же подзоне. Поэтому канадскую зону *pilaticus* следует коррелировать с зоной *grambergi* и подзоной *eichwaldi* Сибири. Следующая канадская зона *subrobustus* легко увязывается с сибирскими подзонами *czekanowskii* и *spitzbergense*. Их объединяет не только вид *Keyserlingites subrobustus*, но и целый ряд общих родов: *Prosphingites*, *Olenikites*, *Svalbardiceras*. Из приведенного сопоставления видно, что в Канаде нет аналогов сибирских зон *euomphala* и *contrarium* (таблица).

Не представляет трудностей и корреляция верхнеоленекских отложений внутри Тетической области. Тиролитовые, колумбитовые и проколумбитовые слои США легко увязываются с зонами *Tirolites-Amphistephanites* и *Neocolumbites insignis* Приморья, слоями с *Dorikranites*, *Kiparisovites-Tirolites* и *Columbites-Dinarites* Мангышлака. Их объединяют *Tirolites*, *Columbites* и *Procolumbites*. Этому же интервалу отвечают, вероятно, тиролитовые слои Китая и большая часть зоны *Tirolites-Columbites* Соляного кряжа. Вышележащие субколумбитовые (прохунгаритовые) слои США достаточно просто коррелируются с зоной *Subcolumbites multiformis* Приморья и субколумбитовыми слоями Китая. Общими для них являются *Subcolumbites* и *Paragoceras*. На этом же уровне находятся верхняя часть зоны *Tirolites-Columbites* и зона *Tozericeras pakistanum* Соляного кряжа, из которых определены *Prohungarites*, *Isculitoides* и *Stacheites*, известные в субколумбитовых слоях США. Этому же интервалу, вероятно, соответствуют слои со *Stacheites-Paragoceras* Мангышлака. Зоне *haugi*, завершающей разрез нижнего триаса на западе США, могут отвечать в Тетической области китайская зона *Procarnites-Ziyunites-Japonites*, нижний цератитовый известняк Центральных Гималаев и нижние слои извест-

някового блока на о. Тимор со смешанными комплексами позднеоленекских-раннеанизийских аммоноидей.

Трудности начинаются с попыток корреляции верхнеоленекских отложений Боральной и Тетической областей ввиду редкости в них общих таксонов. Род *Vajagunia*, который обнаружен в зоне *Tirolites*–*Amphistephanites* Приморья, позволяет увязать ее с зоной *eumphala* Сибири. *Vajagunia* и *Vogeseras* дают возможность сопоставить с той же зоной колумбитовые (и тиролитовые) слои США. Присутствие в колумбитовых слоях *Nogdophiceras* позволяет коррелировать их и с сибирской зоной *contrarium*. *Svalbardiceras sheldoni* Kummel, по-видимому, происходящий из той части разреза в Айдахо, которая сейчас относится к проколумбитовым слоям, представляет в действительности род *Neomeekoceras* (Tozer, 1994a, с. 71), установленный в зоне *pilaticus* Канады. В зоне *insignis* Приморья вместе с *Columbites* и *Procolumbites* найден *Olenekoceras*, впервые появляющийся в сибирской зоне *grambergi*. На этом основании зону *insignis* можно связать с колумбитовыми-проколумбитовыми слоями США и сибирскими зонами *eumphala* (верхи) – *grambergi*.

Разногласие среди специалистов до сих пор вызывает межрегиональная корреляция субколумбитовых (прохунгаритовых) слоев и зоны *haugi* США. А.С. Дагис (Dagys, 1994, 1997) до конца своих дней отстаивал традиционную точку зрения, согласно которой субколумбитовые слои рассматриваются как эквивалент канадской зоны *subrobustus*, венчающей оленек, а зона *haugi* считается анизийской. Его зарубежные оппоненты полагают (Silberling, Tozer, 1968; Silberling, Wallace, 1969; Guex, 1978; Bucher, 1989; Tozer, 1994b), что зону *haugi* следует считать аналогом зоны *subrobustus*. В свете последних достижений их позиция выглядит более обоснованной. Из зоны *haugi* описан *Keyserlingites subrobustus* – руководящий вид одноименной канадской зоны. Обе зоны объединяет присутствие *Metadagnoceras*, *Isculitoides* и *Olenikites*. Кроме того, в них найдены одни и те же конодонты (Orchard, Tozer, 1997). Описанные из прохунгаритовых слоев Айдахо *Keyserlingites bearriverensis* Kummel и *K. bearlakensis* Kummel отличаются от настоящих кейзерлингитов присутствием боковых бугорков, короткими и простыми ветвями вентральной лопасти (Kummel, 1969). Скорее всего, их следует объединить в новый род. Найденный в тех же слоях *Olenikites cf. spiniplicatus* (Mojsisovics), вероятно, относится к роду *Subolenekites*, известному в канадской зоне *pilaticus* и сибирской зоне *grambergi*. Из субколумбитовых слоев Невады определены конодонты *Neospathodus aff. taimyrensis* (Orchard, Tozer, 1997), близкие к *N. taimyrensis* Dagis из зоны *grambergi* Сибири (Дагис, 1984). Поэтому субколумбитовые (прохунгаритовые) слои можно рассматривать в

какой-то мере как хроноэквивалент этой зоны и, возможно, низов зоны *spiniplicatus*.

\* \* \*

Даже при беглом взгляде на таблицу межрегиональной корреляции оленекских отложений легко заметить, что зональная схема Сибири выделяется на фоне остальных разрезов мира наибольшей полнотой и несравненной детальностью расчленения. Ее нижний оленек включает 3, а верхний – 4 видовых зоны и 12 подзон, каждая из которых характеризуется определенным комплексом аммоноидей. По праву эту схему можно считать не только бореальным (Захаров и др., 1997), но и глобальным биохронологическим стандартом оленека. Я рассматриваю ее как одно из самых замечательных достижений отечественной триасовой геологии второй половины XX века.

Ее зоны обладают различным корреляционным потенциалом. Особенно велик он у нижнеоленекских зон *hedenstroemi*, *kolymensis* и *tardus*, хроноэквиваленты которых легко устанавливаются как в бореальных, так и тетических разрезах. Менее надежна, за исключением Канады, межрегиональная корреляция большинства зон верхнего оленека, что связано с резко выраженной географической дифференциацией аммоноидей в морях этого времени. Тем не менее, используя редкие общие таксоны в Бореальной и Тетической областях, можно проследить аналоги верхнеоленекских зон Сибири в отложениях США, Приморья, Китая, Соляного кряжа, Мангышлака и других областей земного шара.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурый И.В., Жарникова Н.К., Бурый Г.И. К вопросу о расчленении нижнетриасовых отложений Южного Приморья // Геология и геофизика. 1976. № 7. С. 150–156.
- Дагис А.А. Раннетриасовые конодонты севера Средней Сибири. М.: Наука, 1984. 71 с.
- Дагис А.С. Зональная схема бореального нижнего триаса и граница индского и оленекского ярусов // Тихоокеанск. геология. 1997. Т. 16. № 4. С. 36–40.
- Дагис А.С., Ермакова С.П. Бореальные позднеоленекские аммоноидеи. М.: Наука, 1988. 136 с.
- Дагис А.С., Ермакова С.П. Раннеоленекские аммоноидеи Сибири. М.: Наука, 1990. 112 с.
- Дагис А.С., Ермакова С.П. Схема детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 26–36.
- Ермакова С.П. Этапность развития раннетриасовых аммоноидей востока Бореальной области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 66–70.
- Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.

- Захаров Ю.Д.* Стратотип границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса // Тихоокеанск. геология. 1994. Т. 13. № 4. С. 33–44.
- Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н.* Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы // Докл. АН СССР. 1956. Т. 109. № 4. С. 842–845.
- Лазуркин Д.В., Корчинская М.В.* К вопросу о стратотипе оленекского яруса // Тр. Н.-и. ин-та геологии Арктики. 1963. Т. 136. С. 99–104.
- Шевырев А.А.* Аммоноидеи и хроностратиграфия триаса. М.: Наука, 1990. 179 с.
- Шевырев А.А.* Аммонитовые зоны индского яруса (нижний триас) и их корреляция // Ископаемые цефалоподы: Новейшие достижения в их изучении. М.: ПИН, 1999. С. 289–304.
- Ali S.T., Shuja T.A., Qureshi K.A. et al.* Permian and Triassic systems in the Salt Range and Surghar Range, Pakistan // The Tethys: Her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic. Tokyo: Tokai Univ. Press, 1985. P. 221–312.
- Bucher H.* Lower Anisian ammonoids from the northern Humboldt Range (northwestern Nevada, USA) and their bearing upon the Lower-Middle Triassic boundary // *Ecol. geol. Helv.* 1989. V. 82. № 3. P. 945–1002.
- Chao K.* Lower Triassic ammonoids from western Kwangsi, China // *Palaeontol. sinica. New ser. B.* 1959. № 9. P. 155–355.
- Dagys A.S.* Lower Triassic stage, substage and zonal scheme of northeastern Asia // *Mém. géol. Lausanne.* 1994. № 22. P. 15–23.
- Dagys A.S.* Zonation of eastern boreal Lower Triassic and Induan–Olenekian boundary // *Albertiana.* 1995. № 15. P. 19–23.
- Dagys A.S.* A new Late Olenekian (Triassic) ammonoid of low palaeolatitude affinity from Arctic Asia (eastern Taimyr) // *Paläontol. Zeitschr.* 1997. Bd. 71. H. 3–4. S. 217–220.
- Dagys A.S.* Evolution of the family Sibiritidae and detailed biostratigraphy of the Siberian Upper Olenekian (Triassic) // *Advancing research on living and fossil cephalopods.* N.Y.: Kluwer Acad.-Plenum Publ., 1999. P. 109–123.
- Dagys A.S., Sobolev E.S.* Parastratotype of the Olenekian stage (Lower Triassic) // *Albertiana.* 1995. № 16. P. 8–16.
- Gaetani M., Balini M., Garzanti E. et al.* "The Early and Middle Triassic ammonoid succession of the Himalayas in western and central Nepal. Part 1" by Waterhouse (1994): a discussion // *Albertiana.* 1995. № 15. P. 1–6.
- Gux J.* Le Trias inférieur des Salt Ranges (Pakistan): Problèmes biochronologiques // *Ecol. geol. Helv.* 1978. V. 71. № 1. P. 105–141.
- He G., Wang Y., Chen G.* Early and Middle Triassic cephalopods of Mt. Burhan Budai, central Qinghai // *Carboniferous and Triassic strata and fossils from the southern slope of Mt. Burhan Budai, Qinghai, China.* Anhui sci. technol. publ. house, 1986. P. 171–274.
- Hyatt A., Smith J.P.* The Triassic cephalopod genera of America // *US Geol. Surv. Ser. C.* 1905. Prof. Pap. № 40. P. 3–394.
- Kummel B.* Triassic stratigraphy of southeastern Idaho and adjacent areas // *US Geol. Surv.* 1954. Prof. Pap. № 254–H. P. 165–194.
- Kummel B.* The Lower Triassic formations of the Salt Range and Trans-Indus ranges, West Pakistan // *Bull. Mus. Comp. Zool.* 1966. V. 134. № 10. P. 361–429.
- Kummel B.* Ammonoids of the Late Scythian (Lower Triassic) // *Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Univ.* 1969. V. 137. № 3. P. 311–701.
- Kummel B., Steele G.* Ammonites from the Meekoceras gracilitatus zone at Crittenden Spring, Elko Country, Nevada // *J. Paleontol.* 1962. V. 36. № 4. P. 638–703.
- Mathews A.A.L.* The Lower Triassic cephalopod fauna of the Fort Douglas area, Utah // *Mem. Walker Mus.* 1929. V. 1. № 1. P. 1–46.
- Orchard M.J., Tozer E.T.* Triassic conodont biochronology and intercalibration with the Canadian ammonoid sequence // *Albertiana.* 1997. № 20. P. 33–44.
- Silberling N.J., Tozer E.T.* Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America // *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.* 1968. № 110. P. 1–63.
- Silberling N.J., Wallace R.E.* Stratigraphy of the Star Peak Group (Triassic) and overlying Lower Mesozoic rocks, Humboldt Range, Nevada // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* № 592. P. 1–50.
- Smith J.P.* Lower Triassic ammonoids of North America // *US Geol. Surv.* 1932. Prof. Pap. № 167. P. 1–199.
- Tozer E.T.* A standard for the Triassic time // *Bull. Geol. Surv. Canada.* 1967. № 156. P. 1–103.
- Tozer E.T.* Canadian Triassic ammonoid faunas // *Bull. Geol. Surv. Canada.* 1994a. № 467. P. 1–663.
- Tozer E.T.* Significance of Triassic stage boundaries defined in North America // *Mém. géol. Lausanne.* 1994b. № 22. P. 155–170.
- Waagen W.* Salt Range fossils. 2. Fossils from the Ceratite Formation // *Palaeontol. indica. Ser. 13.* 1895. V. 2. P. 1–323.
- Wang Y.* Latest Early Triassic ammonoids of Ziyun, Guizhou – with notes on the relationship between Early and Middle Triassic ammonoids // *Acta palaeontol. sinica.* 1978. V. 17. № 2. P. 151–179.
- Wang Y.* Remarks on the Scythian-Anisian boundary // *Riv. ital. paleontol. e stratigr.* 1985. V. 90. № 4. P. 515–543.
- Wang Y., He G.* Triassic ammonoids from the Mount Jolmo Lungma region // *Palaeontol. sinica.* 1976. № 12. P. 223–545.
- Wang Y., He G.* Triassic ammonoid sequence of China // *Riv. ital. paleontol. e stratigr.* 1980. V. 85. № 3–4. P. 1207–1220.
- Wang Y., He G.* Some Triassic ammonoids from Xizang // *Палеонтол. Тибета. Пекин,* 1981. Т. 3. С. 283–313.
- Wang Y., Yang Zh.* Discovery of Spathian ammonoid fauna from eastern Kunlun Mountains // *Acta palaeontol. sinica.* 1992. V. 31. № 3. P. 350–356.
- Waterhouse J.B.* The Early and Middle Triassic ammonoid succession of the Himalayas in western and central Nepal. Pts. 1–3 // *Palaeontographica. Abt. A.* 1994. Bd. 232. Lfg. 1–3. S. 1–83; 1996a. Bd. 241. Lfg. 1–3. S. 27–100; 1996b. Bd. 241. Lfg. 4–6. S. 101–167.
- Zakharov Yu.D.* Ammonoid evolution and the problem of the stage and substage division of the Lower Triassic // *Mém. géol. Lausanne.* 1997a. № 30. P. 121–136.
- Zakharov Yu.D.* Recent view on the Induan, Olenekian and Anisian ammonoid taxa and zonal assemblages of South Primorye // *Albertiana.* 1997b. № 29. P. 25–36.

Рецензенты В.А. Захаров, А.Г. Константинов

УДК 561:551.761(470.5+571.11.5)

## КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО УРАЛА И СИБИРИ

© 2002 г. А. И. Киричкова, Н. К. Куликова

*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 10.04.2000 г., получена после доработки 27.09.2000 г.

Приведены результаты анализа палеонтологической характеристики некоторых опорных разрезов триаса Сибири и Восточного Урала. В качестве опорных разрезов севера Восточной Сибири рассмотрены разрез мыса Цветкова на Восточном Таймыре, разрезы в Усть-Анабарской и Буур-Оленекской зонах. Из морских и континентальных разностей этих разрезов получено шесть палинокомплексов (индский, оленекский, позднеанизийский, ладин-раннекарнийский, карнийский и ранне-норийский), возраст которых проконтролирован морской фауной. Аналогичные палинокомплексы прослежены в опорных разрезах сверхглубокой Тюменской скважины – ТСГ-6 и глубокой скважины 1-Никольской Западной Сибири, вскрывших вулканогенно-осадочные, прибрежно-морские отложения триаса. На Восточном Урале палинокомплексы, близкие по составу сибирским, выявлены в континентальной вулканогенно-осадочной угленосной толще Челябинского и Анохинского грабен-рифтовых структурах. Составлена схема корреляции триасовых разнофациальных отложений региона. Впервые проведено сопоставление результатов изучения палинокомплексов и макроостатков растений. Выявлено соответствие уровней развития таофлор триаса Восточной Сибири с этапами развития триасовой флоры Восточного Урала.

**Ключевые слова.** Восточный Урал, Западная и Восточная Сибирь, триас, биостратиграфия, палинокомплексы, корреляция.

Триасовые отложения на огромной территории от Восточного Урала до севера Восточной Сибири включительно представлены осадками разного генезиса. На севере Восточной Сибири это прибрежно-морские, морские и осадочно-вулканогенные отложения. В изолированных впадинах Восточного Урала триасовые континентальные толщи сложены в нижней части вулканогенно-осадочными, в верхней половине – осадочными, в основном, озерными песчаными алеврито-аргиллитовыми осадками с пластами угля промышленной мощности. В Западной Сибири вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные прибрежно-морские и континентальные отложения триаса развиты в отдельных грабен-рифтовых структурах и вскрыты рядом скважин (Сурков и др., 1997).

В каждом из этих районов проведен огромный объем стратиграфических исследований, результатом чего явилось детальное расчленение триасовых отложений на литостратоны, обосновано биостратиграфическое расчленение, главным образом, морской части разреза (Казаков и др., 1982; Могучева, 1982, 1984, 1986; Дагис, Казаков, 1984; Общая шкала..., 1984; Обоничкая, 1986; Куликова, 1989; Романовская, 1989; Триас Сибири, 1990; Киричкова, 1993; Зональные подразделения..., 1994; Могучева, Бетехтина, 1998).

Общая шкала триасовой системы СССР (1984) и бореальный зональный стандарт мезозоя Сибири (Захаров и др., 1997) основаны на этапах развития морской фауны. В то же время биостратиграфическое расчленение, а главное корреляция и возрастная датировка стратонов континентальных отложений триаса, естественно, не содержащих морской фауны, вызывают значительные затруднения. Нам представляется, что решению этих вопросов могут способствовать комплексные исследования ископаемых остатков, особенно тех, которые менее всего зависимы от фаций. К таковым вполне можно отнести споры и пыльцу наземных растений, прекрасно сохраняющихся в континентальных, прибрежно-морских и морских фациях. Поэтому именно эта группа ископаемых способна сыграть решающую роль в корреляции разнофациальных отложений на значительные расстояния.

Предметом настоящей работы явились отложения Восточного Урала, Западной и севера Восточной Сибири, представленные породами континентального, прибрежно-морского и морского генезиса. Континентальные отложения во всех случаях охарактеризованы макроостатками растений и палинокомплексами. Причем последние были получены и из морских разрезов, охарактеризованных зональной фауной аммоноидей. Ана-

лиз полученных данных, с учетом результатов других исследователей, позволил подойти к решению вопросов широкой корреляции триасовых отложений и значительно уточнить датировку стратонив сугубо континентального разреза.

Планомерное изучение спор и пыльцы из триаса севера Восточной Сибири началось в 50-е годы. Первые сведения о составе миоспор и распределении их по разрезу приведены в работах Э.Н. Кара-Мурзы (1958, 1960) и В.Д. Короткевич (1963, 1968, 1970). Позднее изучением миоспор занимались С.А. Клишко (1986), Н.К. Куликова (1989), Г.М. Романовская (1989), В.В. Круговых (1996). Макроостатки растений из триасовых отложений Восточной Сибири изучали И.А. Шведов (1960), Г.Н. Садовников (Садовников и др., 1981, 1990), но главным образом Н.К. Могучева (1982, 1984, 1986; Триас Сибири, 1990; Могучева, Бетехтина, 1998), Восточного Урала – А.Н. Криштофович и В.Д. Принада (1933), В.П. Владимирович (1959, 1965, 1967); А.И. Киричкова (1962, 1969, 1990а, 1990б, 1993; Новое в стратиграфии..., 1980). Миоспоры из этих же отложений Урала изучались В.И. Тужиковой (1985), В.И. Тужиковой и А.Н. Куржебековой (1973).

В 1994 г. А.Н. Олейников с соавторами предприняли попытку разработать корреляционную схему континентальных триасовых отложений азиатской части России (Зональные подразделения..., 1994). Однако они использовали палеофлористические данные (в том числе и палинологические) без ревизии таксономического состава таофлор и уточнения их стратиграфической привязки, что привело по существу к повторению стратиграфических схем для континентальных отложений триаса Сибири, которые были приняты на Межведомственных стратиграфических совещаниях в 1981 и 1991 гг.

В последние годы получены новые данные по палинологической характеристике опорных разрезов триаса севера Восточной Сибири, биостратиграфии триасовых отложений, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной в Западной Сибири (Киричкова и др., 1999), проведен критический анализ таксономического состава триасовой флоры Восточного Урала (Киричкова, 1990а, 1990б). Это позволило обосновать межрегиональную корреляцию континентальных и переходных от континентальных к морским отложений триаса Восточного Урала и Восточной Сибири.

Наиболее полный разрез триаса на севере Восточной Сибири, принятый в качестве опорного, расположен на Восточном Таймыре (рисунок), на мысе Цветкова (Восточно-Таймырская структурно-фациальная зона). Общая мощность триаса достигает здесь 1400 м. Отложения детально изучены рядом исследователей, в результате чего разрез получил детальное лито- и био-

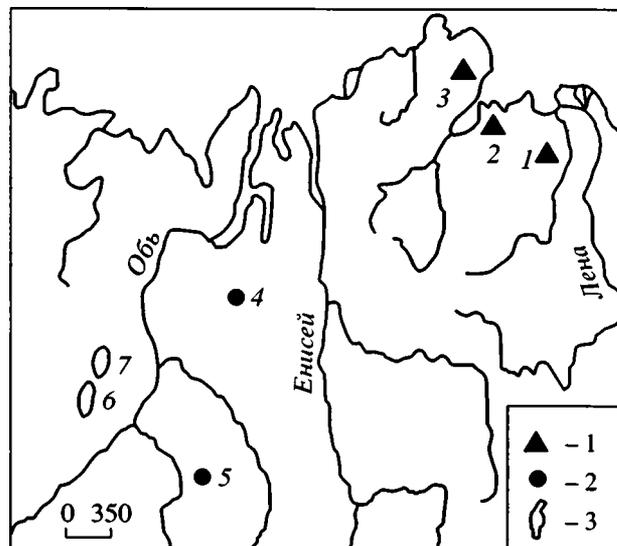


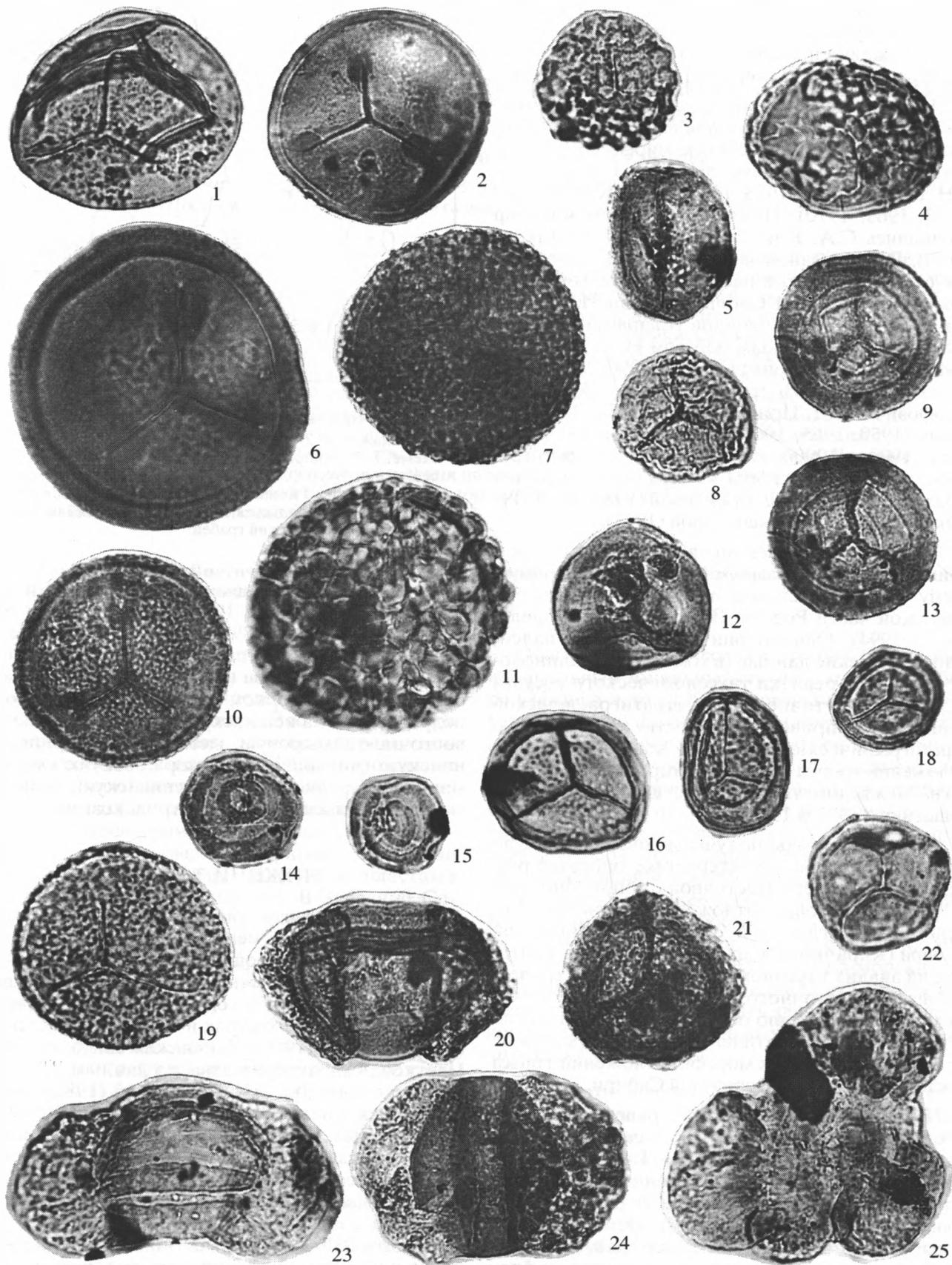
Схема расположения опорных разрезов триаса.

1 – обнажения; 2 – скважины; 3 – грабены. Цифры на схеме: 1–7 – опорные разрезы: 1 – обнажения в бассейне рек Буур-Оленек, 2 – мыс Айркат, 3 – мыс Цветкова, 4 – Тюменская сверхглубокая скважина ТСГ-6, 5 – 1-Никольская скважина, 6 – Челябинский грабен, 7 – Анохинский грабен.

стратиграфическое расчленение (Казakov и др., 1982; Дагис, Казakov, 1984; Романовская, 1989; Егоров, Куликова, 1989), принятое на 3-ем Межведомственном стратиграфическом совещании по Восточной Сибири (Решения..., 1981). Триасовая толща в опорном разрезе мыса Цветкова подразделена на кешинскую, цветковомысскую, восточно-таймырскую, ыстанахскую, прибрежную (нижний триас), моржовскую, кульдиминскую (средний триас), осипайскую, немцовскую и тумульскую (верхний триас) свиты.

## НИЖНИЙ ТРИАС

Кешинская свита согласно залегает на угленосных отложениях перми, охарактеризованных пермской кордаитовой флорой (табл. 1). Она представлена прибрежно-морскими и континентальными осадками и содержит редкие остатки фораминифер, конхострак и отпечатки растений (Казakov и др., 1982). Кешинская свита на мысе Цветкова охарактеризована, по данным Г.М. Романовской (1989) и Е.К. Обоничкой (1986), палинокомплексом с *Punctatisporites*, *Aratrisporites*, *Nevesisporites*, который назван кешинским (фото-табл. I, фиг. 1–6). Его отличительной чертой является абсолютное доминирование крупных форм, отнесенных к формальному роду *Punctatisporites* – *P. triassicus* Schulz, *P. magnus* Koz., *P. fungosus* Balme, *P. punctatus* (Mal.) War. Постоянно, но в незначительных количествах, присутству-



ют *Aratrisporites spinosus* (Cop.) War., *A. parvispinosus* Lesch., *Rewanispora* sp., *Leptolepidites* sp., *Discisporites microdiscus* (K.-M.) War., *Anaplanisporites stipulatus* Jans., *Gnetaceapollenites steevesi* Jans.

Палинокомплекс, аналогичный кешинскому, выделен Н.К. Куликовой (1989) в улахан-юряхской свите бассейна рек Буур-Оленек (Буур-Оленекская структурно-фациальная зона). Здесь свита лагунно-континентального генезиса согласно залегает на пермских отложениях и перекрывается морскими осадками чекановской свиты, охарактеризованной комплексом раннеоленекских аммоноидей зоны *Hedenstroemia hedenstroemi* (Казаков и др., 1982; Дагис и др., 1982). Улахан-юряхская свита в Буур-Оленекской зоне содержит фрагменты редких фораминифер. Ее стратиграфическое положение между континентальными отложениями перми и морскими осадками зоны *hedenstroemi* позволяет уверенно датировать кешинский палинокомплекс с *Punctatisporites*, *Aratrisporites*, *Nevesisporites* индом (табл. 1).

Возрастным аналогом кешинского палинокомплекса в Западной Сибири, по всей вероятности, будет палинокомплекс Ia (табл. 1), полученный С.Н. Климко (1986) и В.В. Круговых (Сурков и др., 1997) из низов вулканогенно-осадочной толщи, вскрытой 1-Никольской скважиной, в интервале 4432.6–5505 м на севере Омской области (рисунок). Комплекс, как отмечают авторы, представлен, главным образом, переотложенными палеозойскими формами. Но на их фоне присутствуют триасовые миоспоры, среди которых появление первых *Nevesisporites limatus* Pl., *Syathidites brevizadites* Helby позволяют рассматривать его уже как раннетриасовый, условно индский. Более того, именно отмеченные выше триасовые формы связывают западносибирский палино-

комплекс Ia с кешинским, который более уверенно датируется индом.

Следующий ыстанахский палинокомплекс с *Nevesisporites*, *Verrucosisporites*, *Densoisporites nejburgii*, *Alisporites* в разрезе мыса Цветкова характеризует отложения восточно-таймырской, ыстанахской и прибрежной свит с зональными аммонитами оленекского яруса (табл. 1). Палинокомплекс, аналогичный ыстанахскому, получен нами из морских отложений ыстанахской свиты в нижнем течении р. Оленек (Усть-Анабарская структурно-фациальная зона), чекановской и ыстанахской свит в бассейне рр. Оленек и Буур. Здесь свиты также содержат зональных аммоноидей оленекского яруса (фототабл. 1). ыстанахский комплекс из отмеченных выше свит представлен тремя группами спор (табл. I, фиг. 7–25). Одну из них составляют разнообразные представители рода *Nevesisporites* – *N. fossulatus* Balme, *N. lumatulus* Playf., *N. pokrovskajae* Rom., *N. macrogranulatus* Rom. Вторая группа объединяет орнаментированные бугорчатые споры – *Verrucosisporites* Balme, *V. Applanatus* Mädl., *Cyclotriletes* sp.; третья группа – это *Punctatisporites* с набором тех же видов, что и в кешинском палинокомплексе, но представленных в меньшем количестве. На этом фоне обязательными компонентами ыстанахского комплекса являются – *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balme, *Polycingulatisporites* spp., *Descisporites microdiscus* (K.-M.) War., *Taenisporites novimundi* Jans., *Proprosporites pococki* Jans., *Crustaesporites* sp., *Alisporites* spp. В целом ыстанахский палинокомплекс отличается выдержанностью таксономического состава по вертикали и на площади. Можно лишь отметить, что пыльца *Triplexisporites playfordii* (de Jersey et Hamilton) Foster приурочена, главным образом, к восточнотаймырской и чекановской свитам, а количество

#### Фототаблица I. Миоспоры нижнего триаса севера Восточной Сибири.

1–6 – кешинский палинокомплекс: 1 – *Punctatisporites leighensis* Playford et Dettmann, препарат 728/1, р. Таас-Эйекит, улахан-юряхская свита, 2 – *Punctatisporites triassicus* Schulz, препарат 728/2, р. Таас-Эйекит, улахан-юряхская свита, 3 – *Rewanispora* sp., препарат 730/2, р. Таас-Эйекит, улахан-юряхская свита, 4 – *Leptolepidites jonkeri* (Jansonius) Jaroshenko et Golubeva, препарат 728/2, р. Таас-Эйекит, улахан-юряхская свита, 5 – *Aratrisporites strigosus* Playford, препарат 730/2, р. Таас-Эйекит, улахан-юряхская свита, 6 – *Punctatisporites fungosus* Balme, препарат № 8605, р. Тайон-Уйолаах, улахан-юряхская свита; 7–25 – ыстанахский палинокомплекс: 7 – *Verrucosisporites pseudomorulae* Visscher, препарат 29/3, р. Кыра-Хос-Терюттээх, чекановская свита, 8 – *Lundbladispora brevicula* Balme, препарат 29/3, р. Кыра-Хос-Терюттээх, чекановская свита; 9, 13 – *Densoisporites roatinaensis* Playford, препарат 21/2, р. Тайон-Уйолаах, чекановская свита, 9 – дистальная сторона, 13 – проксимальная сторона; 10 – *Cyclotriletes subgranulatus* Mädl., препарат 21/2, р. Тайон-Уйолаах, чекановская свита, 11 – *Verrucosisporites thuringiacus* Mädl., препарат 21/1, р. Тайон-Уйолаах, чекановская свита, 12 – *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balme, препарат 24/1, р. Тайон-Уйолаах, чекановская свита; 14, 15 – *Distalanulisporites reductiformis* (Korotkevich) comb. nov., препарат 21/1, р. Тайон-Уйолаах, чекановская свита; 16, 17 – *Nevesisporites limatulus* Playford, препарат 734/1, р. Таас-Эйекит, ыстанахская свита; 18 – *Nevesisporites fossulatus* Balme, препарат 734/1, р. Таас-Эйекит, ыстанахская свита; 19 – *Verrucosisporites nagmianus* Balme, препарат 24/1, р. Тайон-Уйолаах, чекановская свита, 20 – *Taeniaesporites hexagonalis* Jansonius, препарат 21/2, р. Тайон-Уйолаах, чекановская свита, 21 – *Pechorosporites uniformis* Jaroshenko et Golubeva, препарат 21/2, р. Тайон-Уйолаах, чекановская свита, 22 – *Retusotrilletes radiatus* (K.-M.) Warjuchina, препарат 641/1, р. Ныкаабыт, ыстанахская свита, 23 – *Protohaploxyrinus pantii* (Jansonius) Orłowska-Zwolinska, препарат 734/1, р. Таас-Эйекит, ыстанахская свита, 24 – *Alisporites australis* de Jersey, препарат 734/1, р. Таас-Эйекит, ыстанахская свита, 25 – *Crustaesporites* sp., препарат 734/1, р. Таас-Эйекит, ыстанахская свита.

Для всех миоспор увеличение 600.

Таблица 1. Корреляционная схема ниже- и среднетриасовых отложений Восточного Урала, Западной и севера Восточной Сибири

Отдел	Ярус	Фитогеоинт.	Восточный Урал			Западная Сибирь		Север Восточной Сибири				Бореальный стандарт (Захаров и др., 1997)	Полуярус	Ярус			
			Слой с флорой	Палино-комплексы	Анохинский, Челябинский грабены	Центр. часть 1-Никольская свкв.	Север. ТСГ-6	Восточно-Таймырская зона	Усть-Анабарская зона	Буур-Оленекская зона	Комплексы по макроостаткам растений				Палино-комплексы		
Средний	Анзидий	Камышинский	Lepidopteris evidens, Rhapidopteris uralica, Marianopteris (?) spp.	Нижнеоленинский	Neveisporites, Duplexisporites, Alisporites	Анохинская свита	?	Хадырьская свита	Моржовская свита	Усть-Анабарская зона	Буур-Оленекская зона	Комплексы по макроостаткам растений	Alisporites, Duplexisporites, Neveisporites	Моржовский	Frechites nevadanus	Средний	Анзидий
				Верхнебугуртский	Alisporites, Punctatisporites, Apiculatisporites, Pirotriletes minor, Stellapollenites rhiegartii										Моржовская свита		
Нижний	Оленек			Нижнебугуртский	Neveisporites, Ginkgocycadophytus, Striato-saccites, Densoisporites neburgii, Alisporites, Verrucosisporites	Бичурская свита	Вулканогенно-осадочная толща	Красноселькупская свита	Прибрежная свита	Пастахская свита	Бугуртская свита	Томиостробус, Pleuromeia, Cladophlebis parvulus, Lepidopteris arctica	Neveisporites, Verrucosisporites, Densoisporites neburgii, Alisporites	Бугуртский	Olenekites spiniplicatus	Верхний	Оленек
				Туринская свита	Туринская свита	Коротчаевская свита	Восточно-Таймырская свита	Бугуртская свита	Чекановская свита	Улахан-Турьянская свита					Parasibirites grambergi		
Инд.				Инд.			16 (3795.3-4179.8 м)	Цветковомыс-ская свита	Кешинская свита	Улахан-Турьянская свита	Улахан-Турьянская свита			Кушине-ский	Hedenstroemia hedenstroemi	Нижний	Инд.
				Инд.			(4432.6-4405 м)										

$\otimes_{a,6}$  – комплексы макроостатков растений Восточной Сибири;  $\otimes_{1,2...}$  – комплексы макроостатков растений Западной Сибири и Восточного Урала;

$\odot_{A, B}$  – палинокомплексы Восточной Сибири;  $\odot_{I, II...}$  – палинокомплексы Западной Сибири и Восточного Урала;  $\odot_{h, o...}$  – зональные аммоноидеи.

пыльцы *Alisporites* в разрезе мыса Цветкова, как правило, увеличивается вверх по разрезу – от восточнотаймырской к прибрежной свитам. Ыстанахский палинокомплекс в целом определяется нижним триасом – оленекский ярус, по аммоноидеям из морских интервалов разреза соответствующих свит (табл. 1).

В Западной Сибири нижняя часть триасового разреза, вскрытого Тюменской сверхглубокой скважиной ТСГ-6 (рисунок) объединены в коротчаевскую свиту, представленную вулканогенными породами (Казанский и др., 1995; Результаты бурения..., 1995; Киричкова и др., 1999). В этом разрезе она пока не имеет достоверной палинологической характеристики. Аналогом коротчаевской свиты на севере Омской области является, по-видимому, толща базальтов с прослоями красноцветных туфов, аргиллитов, алевролитов и песчаников, вскрытая скважиной 1-Никольской. Палинокомплекс Iб, полученный из интервала 3795.3–4179.8 м (Климко, 1986; Сурков и др., 1997), по составу, как отмечает С.А. Климко, наибольшее сходство проявляет с ыстанахским комплексом севера Сибири. В его составе тоже доминируют разнообразные цингулятные формы *Nevesisporites*, многочисленные *Ginkgocuscadophytus* и *Alisporites*. Последнее, несмотря на большее разнообразие остальных групп растений, позволяет считать этот комплекс возрастным аналогом ыстанахского и относить его оленеку (табл. 1).

На Восточном Урале аналогичный комплекс происходит из нижней половины бичурской свиты (табл. 1), сложенной осадочно-вулканогенными отложениями, вскрытыми рядом скважин в Челябинском и Анохинском грабенах, где она представлена в наиболее полном объеме (Тужикова, Куржебекова, 1973; Новое в стратиграфии..., 1980; Тужикова, 1985). Нижнебичурский палинокомплекс из этих впадин, датируемый авторами в пределах нижнего триаса, характеризуется выдержанностью родового и видового составов, хотя количественные соотношения его в разных впадинах различны. Основными компонентами пылевой части нижнебичурского комплекса являются зерна с ребристым телом – *Striatosaccites*, пыльца с двумя мешками – *Alisporites* и *Ginkgocuscadophytus*. В споровой части комплекса принимают участие *Nevesisporites* – *Densoisporites* spp., *Punctatisporites*, *Verrucosisporites*. Его постоянным компонентом являются *Densoisporites neiburgii* Schulz, *D. complicatus* Balme, *Kraeuselisporites* spp., *Aratrisporites*. Такой состав доминирующей группы растений нижнебичурского палинокомплекса позволяет считать его близким к ыстанахскому, что в свою очередь дает основание относить его к нижнему триасу, условно к оленекскому ярусу.

## СРЕДНИЙ ТРИАС

Перекрывающая прибрежную моржовская свита в опорном разрезе мыса Цветкова представлена в основном морскими отложениями с аммоноидеями среднего триаса (Казаков и др., 1982; Дагис, Казаков, 1984). Из нижнеморовской подсвиты известны только раннеанизийские аммоноидеи зоны *taimurensis* (табл. 1). Палинологически эта часть разреза не охарактеризована.

В Западной Сибири в разрезе скважины ТСГ-6 на вулканогенной коротчаевской свите несогласно залегает вулканогенно-осадочная хадырьяхская свита (Результаты бурения..., 1995; Тюменская..., 1996). Из осадочных прослоев свиты нами получен палинокомплекс с *Alisporites*, *Punctatisporites*, *Pirotriletes minor* (Madler) Antonescu, *Stellapollenites thiergartii* (Madler) Clement-Westerhof среднего триаса (Киричкова и др., 1999). Аналогичный комплекс известен из скважины 1-Никольская в интервале 3585.5–3657.8 м (Климко, 1986; Сурков и др., 1997). В составе комплекса доминируют споры *Nevesisporites* spp. и пыльца *Alisporites australis* de Jersey. Но характерным для комплекса, как отмечает В.В. Круговых, является его заметное обновление по сравнению с оленекским палинокомплексом из интервала 3795.3–4189.8 м этой же скважины: появление *Duplexisporites gyratus* Playford, *Carnisporites papillatus* Mädl., *Voltziaceasporites heteromorpha* Klaus, *Gnetaceapollenites* sp. Возраст палинокомплекса В.В. Круговых определен анизийским.

На Восточном Урале хадырьяхскому и никольскому-II палинокомплексам Западной Сибири соответствует верхнебичурский палинокомплекс. Последний, датируемый В.И. Тужиковой и А.Н. Куржебековой (1973) нижним триасом, характеризуется преобладанием пыльцы *Alisporites*, *Platysaccus*, *Sulcatisporites*, заметным сокращением пыльцы *Striatosaccites* и присутствием, по мнению Н.К. Куликовой, *Stellapollenites thiergartii* (Mädler) Clement-Westerhof, определенной В.И. Тужиковой и А.Н. Куржебековой (1973, табл. 18, фиг. 1) как *Dacysaccites* sp. В споровой части палинокомплекса присутствует небольшое количество спор *Nevesisporites*, но увеличивается количество шиповатых форм, принадлежащих, по-видимому, роду *Apiculatisporites*. Более того, в составе верхнебичурского палинокомплекса, по мнению Н.К. Куликовой, присутствуют характерные для среднего триаса споры *Pirotriletes minor* (Mädler) Antonescu, определенные В.И. Тужиковой и А.Н. Куржебековой (1973, табл. 15, фиг. 1) как *Selaginella graniferiformis* Mal.

Проведенный сравнительный анализ систематического состава палинокомплексов хадырьяхской и верхней части бичурской свит позволил сделать вывод о их одновозрастности и этим уточнить возраст верхнебичурского палинокомп-

лекса. Наличие в составе палинокомплексов этих свит характерных среднетриасовых форм (*Stellapollenites thiergartii*, *Pirotriletes minor*) обосновывает их среднетриасовый возраст. По стратиграфическому положению хадырьяхская и верхняя часть бичурской свит соответствуют, видимо, нижней половине моржовской свиты опорного разреза мыса Цветкова. Эта часть свиты здесь датируется по аммонитам нижним анизием.

Верхняя подсвита моржовской свиты восточнотаймырского опорного разреза содержит аммоноидей, определяющих верхнеанизийские зоны *rotelliforme* и *nevadanus* (Казаков и др., 1982; Дагис и др., 1984, 1989). Эта часть разреза, кроме того, охарактеризована палинокомплексом с *Alisporites*, *Duplexisporites*, *Nevesisporites* (табл. 1), впервые изученным Н.К. Куликовой. Для моржовского палинокомплекса характерно обилие двухмешковой пыльцы, представленной *Alisporites parvus de Jersey*, *Alisporites sp.*, *Voltziaceasporites heteromorpha Klaus*, *Latosaccus latus Mädl*. В споровой части комплекса в большом количестве присутствуют ребристые формы *Duplexisporites gyratus* Playf. et Dett., *D. scanicus* (Nilss.) Playf. et Dett., *Concentricisporites nevessi* Ant. и представители рода *Nevesisporites* (фототабл. II, фиг. 1–5). Кроме перечисленных в комплексе, присутствуют *Osmundacidites spp.*, *Aratrisporites granulatus* (Klaus) Playf. et Dett., *Microchachrydites dubingeri* Klaus, *Colpocarpus ellipsoides* Viss, а также моносульцитная пыльца *Ginkgocycadophytus*, местами в значительном количестве.

Палинокомплекс, аналогичный моржовскому, Н.К. Куликовой получен из верхней части анабарской свиты (также морского генезиса) в районе мыса Аиркат Усть-Анабарского района (рисунок, табл. 1). Свита здесь охарактеризована лишь остатками двустворчатых моллюсков *Vakevella ex gr. arctica* Kirar. (Казаков и др., 1982; Дагис, Казаков, 1984).

В Западной Сибири неизвестны палинокомплексы, аналогичные моржовскому. В разрезе сверхглубокой скважины ТСГ-6 хадырьяхская свита несогласно перекрывается варенгяхинской свитой с ладин-карнийским палинокомплексом (Киричкова и др., 1999).

На Восточном Урале моржовскому палинокомплексу, как считает Н.К. Куликова, может соответствовать палинокомплекс из нижней части анохинской свиты Челябинского и Анохинского грабенов (табл. 1). Нижнеанохинский палинокомплекс, среднетриасовый по данным В.И. Тужиковой и А.Н. Куржебековой (1973), характеризуется преобладанием спор над пыльцой. Здесь доминируют споры *Nevesisporites*, *Descisporites* вместе с ребристыми спорами *Duplexisporites* и шиповатыми спорами *Apiculatisporites* и *Pirotriletes minor*. Пыльцевая часть палинокомплекса

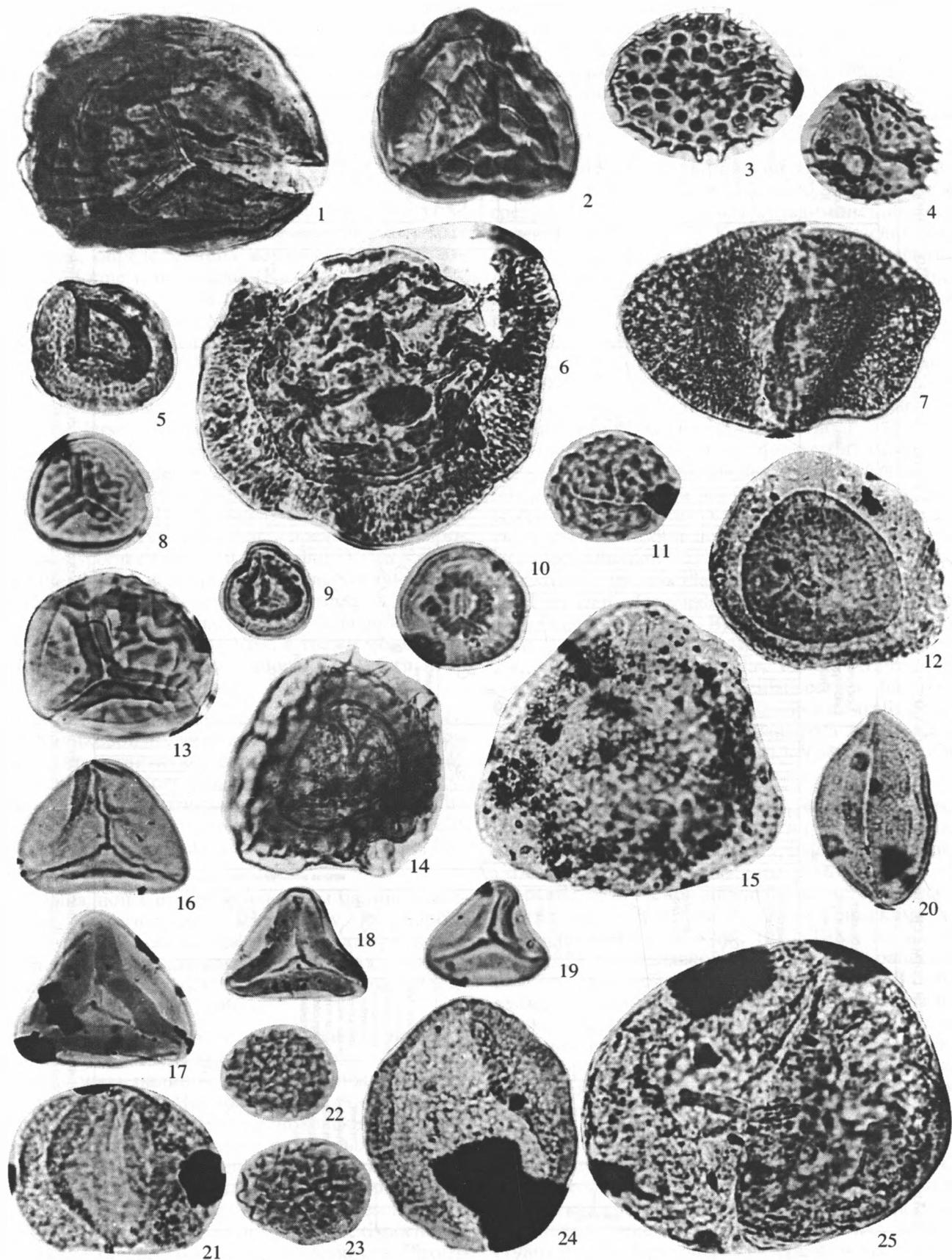
обеднена и представлена моносульцитной пыльцой *Alisporites* и *Stratosaccites*. Сходство моржовского и нижнеанохинского палинокомплексов позволяет говорить о возможной их одновозрастности и впервые с большей долей уверенности датировать нижнюю часть анохинской свиты поздним анизием.

Следующий кульдиминский палинокомплекс в опорном разрезе мыса Цветкова происходит из средней и верхней подсвит кульдиминской и осипайской свит (табл. 2). Кульдиминская свита сложена прибрежно-морскими (нижняя подсвита), мелководно-морскими, лагунными пресноводными (средняя подсвита) и пресноводными (верхняя подсвита) осадками (Дагис и др., 1978; Казаков и др., 1982). Морская часть свиты охарактеризована зональными аммоноидеями ладина (Дагис и др., 1978). Осипайская свита представлена алевролитовыми аргиллитами и алевролитами с аммоноидеями рода *Discophyllites* (табл. 2). Кульдиминский палинокомплекс (фототабл. II, фиг. 6–15) с *Osmundacidites*, *Duplexisporites*, *Annulispora microannulata*, *Camarozonotriletes rudis*, *Anapiculatisporites telephorus* характеризуется большим видовым разнообразием споровых по сравнению с голосеменными. Среди них наиболее часты *Duplexisporites gyratus* Playf. et Dett., *D. scanicus* (Nilss.) Playf. et Dett., *Osmundacidites sp.*, *Annulispora microannulata* (Rag.) Sch. Вместе с *Camarozonotriletes rudis* (Lesch.) Klaus, *Cingulatisporites delicatus* Orb.-Zw., *Nevesisporites limatulus* Playf., *Aratrisporites coryliseminis* Klaus, *Anapiculatisporites telephorus* Klaus, *Neoraistrickia sp.*, *Alisporites australis de Jersey*, *Microchachrydites sp.*, *Triadispora crassa* Klaus, *Stellapollenites thiergartii* (Madl.), *Voltziaceasporites heteromorpha Klaus* (Романовская, 1989).

Кульдиминский палинокомплекс Н.К. Куликовой в настоящее время получен из континентальных прослоев средней части гуримисской и чайдахской свит Усть-Анабарского района (табл. 2). Морские отложения нижней части гуримисской свиты охарактеризованы раннеладинскими аммоноидеями (Дагис и др., 1978; 1989; Казаков и др., 1982); в чайдахской свите найдены раннекарнийские аммоноидеи рода *Discophyllites*. В целом кульдиминский палинокомплекс отличается выдержанностью таксономического состава и соотношения основных групп как на площади, так и по разрезу. Его позднеладинский–раннекарнийский возраст, с учетом стратиграфической приуроченности, фиксируется аммоноидеями (табл. 2).

В Западной Сибири кульдиминскому палинокомплексу соответствует палинокомплекс варенгяхинской свиты, вскрытой Тюменской сверхглубокой скважиной (Киричкова и др., 1999), а также палинокомплекс IV, полученный С.А. Клишко (1986) и В.В. Круговых (в Сурков и др., 1997) в 1-Никольской скважине в интервале 3503–3515,4 м.





Для варенгайхинского и никольского палинокомплексов также характерно заметное увеличение лейотрилетных форм, спор рода *Osmundacidites* и пыльцы *Alisporites* со значительным уменьшением роли спор *Nevesisporites*. Наряду с ними присутствуют *Duplexisporites*, *Anapiculatisporites telephorus* (Pautsch.) Klaus, *Cyclotriletes triassicus* Mädl., *Leschikisporites aduncus* (Lesch.) Pot., *Florinites pseudostriatus* Kor., *Heliosaccus dimorphus* Mädl. Такое сходство западносибирских палинокомплексов с кульдиминским позволяет более уверенно датировать комплексы мiosпор Западной Сибири тоже в рамках второй половины ладина – начала карния.

На Восточном Урале ладин-карнийскому уровню, по всей вероятности, может соответствовать палинокомплекс из верхней половины анохинской – низов калачевской свит Челябинского и Анохинского грабенов (табл. 2). Первоначально в этом интервале В.И. Тужикова и А.Н. Куржебекова (1973; Новое в стратиграфии..., 1980) выделяли два самостоятельных палинокомплекса: комплекс из верхов анохинской свиты определялся ими как среднетриасовый, из низов калачевской – как пограничный средне-верхнетриасовый. При этом они отмечали незначительные различия в таксономическом составе этих комплексов. Проведенный Н.К. Куликовой анализ посписочного состава комплексов убедил ее в почти полной их идентичности. Это дало ей основание объединить палинокомплексы верхней половины анохинской и низов калачевской свиты в один верхнеанохинский палинокомплекс. По данным В.И. Тужиковой и А.Н. Куржебековой (1973), в нем преобладает пыльца *Monosulcites*, *Alisporites*, *Playsaccus*, *Triadiaspora* и, видимо, *Heliosaccus dimorphus*; последние два таксона авторами были опре-

делены как *Trochosporites* sp. (табл. 24, фиг. 13) и *Cordianthus* sp. (табл. 27, фиг. 19).

Как и в сибирских ладин-карнийских палинокомплексах, в споровой части верхнеанохинского палинокомплекса присутствуют в большом количестве шиповатые формы *Osmundacidites* spp., *Apiculatisporites parvispinosus* (Lesch.) Schulz и *Spinotriletes* sp. Выше по разрезу в основании калачевской свиты в составе палинокомплекса становится больше спор *Leiotriletes* и появляются споры, которые могут быть отнесены к *Converrucosporites* aff. *conferomatus* Pautsch. В.И. Тужикова и А.Н. Куржебекова определили их как *Osmundaceae* (1973, табл. 26, фиг. 5). По систематическому составу верхнеанохинский палинокомплекс наиболее сходен с варенгайхинским палинокомплексом Западной Сибири и соответствует, по-видимому, тому же возрастному уровню (табл. 2).

## ВЕРХНИЙ ТРИАС

К верхнему триасу в опорном разрезе мыса Цветкова относятся немцовская и тумульская свиты. Немцовская свита подразделена на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. Нижняя и средняя из них представлены морскими, прибрежно-морскими и лагунными отложениями. Из нижней подсвиты определены раннекарнийские аммоноидеи рода *Discophyllites*. В средней подсвите найдены лишь остатки двустворчатых моллюсков *Unionites* sp. ind. Верхненемцовская подсвита – это континентальные отложения, представленные неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов с линзами углей (Жазаков и др., 1982; Дагис, 1984). Немцовская свита несогласно перекрывается тумульской. Палинокомплексы немцовской свиты происходят, в основном, из сред-

### Фототаблица II. Миоспоры среднего и верхнего триаса севера Восточной Сибири.

1–5 – моржовский палинокомплекс: 1 – *Concentricisporites nevesi* Antonescu, препарат 107, мыс Цветкова, моржовская свита, 2 – *Duplexisporites geratus* Playford et Dettmann, препарат 107, мыс Цветкова, моржовская свита, 3 – *Spinotriletes* aff. *senecoides* Mädlер, препарат 107, мыс Цветкова, моржовская свита, 4 – *Camisporites ornatus* Madler, препарат 107, мыс Цветкова, моржовская свита, 5 – *Nevesisporites limatulus* Playford, препарат 107, мыс Цветкова, моржовская свита; 6–15 – кульдиминский палинокомплекс: 6 – *Heliosaccus dimorphus* Mädlер, препарат 135, мыс Цветкова, кульдиминская свита, 7 – *Alisporites toralis* (Leschik) Clarke, препарат 135, мыс Цветкова, кульдиминская свита, 8 – *Camarozosporites rudis* (Leschik) Klaus, препарат 135, мыс Цветкова, кульдиминская свита, 9 – *Annulispora microannulata* de Jersey, препарат 10324, мыс Айркат, чайдахская свита, 10 – *Annulispora microannulata* de Jersey, препарат 10324, мыс Айркат, чайдахская свита, 11 – *Polyropodiites ipsviciensis* (de Jersey) Playford et Dettmann, препарат 10323, мыс Айркат, чайдахская свита, 12 – *Densoisporites* sp., препарат 10323, мыс Айркат, чайдахская свита, 13 – *Camarozonosporites rudis* (Leschik) Klaus, препарат 10324, мыс Айркат, чайдахская свита, 14 – *Cingulizonates delicatus* Orłowska-Zwolinska, препарат 10324, мыс Айркат, чайдахская свита, 15 – *Cingulizonates* aff. *angustus* Semenova, препарат 10323, мыс Айркат, чайдахская свита; 16–25 – верхненемцовский палинокомплекс: 16 – *Concavisporites* sp., препарат 147, мыс Цветкова, немцовская свита (верхняя подсвита), 17 – *Kurtomisporis laevigatus* Mädlер, препарат 149, мыс Цветкова, немцовская свита (верхняя подсвита), 18 – *Concavisporites toralis* (Leschik) Nilsson, препарат 144, мыс Цветкова, немцовская свита (верхняя подсвита), 19 – *Dictyophyllidites mortoni* (de Jersey) Playford et Dettmann, препарат 147, мыс Цветкова, немцовская свита (верхняя подсвита); 20 – *Chasmatosporites minor* Nilsson, препарат 147, мыс Цветкова, немцовская свита (верхняя подсвита); 21 *Alisporites* sp., препарат 147, мыс Цветкова, немцовская свита (верхняя подсвита); 22 – *Gibeosporites hirsutus* (Leschik) Leschik, препарат 144, мыс Цветкова, немцовская свита (верхняя подсвита); 23 – *Gibeosporites lativertucosus* (Leschik) Leschik, препарат 147, мыс Цветкова, немцовская свита (верхняя подсвита), 24 – *Chasmatosporites hians* Nilsson, препарат 149, мыс Цветкова, немцовская свита (верхняя подсвита), 25 – *Brachysaccus neomundanus* (Leschik) Mädlер, препарат 149, мыс Цветкова, немцовская свита (верхняя подсвита).

Для всех миоспор увеличение 600.

ней (нижний палинокомплекс) и верхней (верхний палинокомплекс) подсвит.

Нижненемцовский палинокомплекс, с учетом данных Э.Н. Кара-Мурзы (1960) и В.В. Круговых (1996), заметно отличается от кульдиминского увеличением в споровой части лейотрилетных форм – *Concavisporites* и *Dictyophyllidites* и уменьшением спор *Osmundacidites*. Постоянными компонентами комплекса являются *Duplexisporites gyratus* Playf. et Dett., *Cingulizonates delicatus* Orl.-Zwd., *Lycopodiacidites keupperi* Klaus, *Limbosporites lundbladii* Nilss., *Anapiculatisporites spiniger* (Lesch.) Reinh., *Chasmatosporites hians* Nilss., *Ch. Apertus* Nilss., *Alisporites* spp. Возраст комплекса, принимаемая во внимание его стратиграфическую приуроченность и наличие раннекарнийских аммоноидей в основании нижненемцовской подсвиты, определяется в пределах карнийского яруса.

Аналогом нижненемцовского палинокомплекса в Западной Сибири может быть витютинский комплекс, известный из низов витютинской свиты, вскрытой Тюменской сверхглубокой скважиной (Киричкова и др., 1999). В его составе преобладают те же лейотрилетные формы из родов *Concavisporites*, *Osmundacidites* с постоянным присутствием *Duplexisporites*, *Cingulizonates delicatus*, *Anapiculatisporites spiniger*, *Camazonotriteles rudis* и др., т.е. формы, широко известные в верхнетриасовых отложениях Европы (Schulz, 1967).

На Восточном Урале триас выше низов калачевской свиты палинологически не охарактеризован. Можно лишь предположить, исходя из последовательности и стратиграфического положения палинокомплексов в триасовом разрезе Челябинского бассейна, что нижнекалачевская подсвита без ее самой нижней части видимо соответствует нижней и средней подсвитам немцовской свиты таймырского разреза.

Верхненемцовский палинокомплекс происходит из верхненемцовской подсвиты мыса Цветкова. Для него характерно относительно небольшое видовое разнообразие споровых при еще меньшем участии голосеменных (фототабл. II, фиг. 16–25). В комплексе количественно выделяется группа лейотрилетных форм, представленных родами *Concavisporites*, *Leiotriteles* и *Dictyophyllidites*. На этом фоне присутствуют *Kurtomisporis speciosus* Mädl., *Gibeosporites hirsutus* (Lesch.), *G. lativerrucosus* (Lesch.), *Anapiculatisporites spiniger* (Lesch.) Reich., *Cingulizonates delicatus* Orl.-Zwd., *Ovalipollis* sp., *Chasmatosporites hians* Nilss. Верхненемцовский палинокомплекс уже значительно отличается от нижненемцовского. Преобладание в его составе разнообразных спор из рода *Kurtomisporis* и вида *Anapiculatisporites spiniger*, получивших наибольшее распространение в более молодых поздне триасовых палинофлорах Западной Европы (Schulz, 1967), делает облик этого комплекса более молодым. Отсюда возраст верх-

ненемцовского комплекса скорее всего уже норрийский. Более того, учитывая его приуроченность к верхней подсвите немцовской свиты, несогласно перекрывающейся тумульской свитой (табл. 2), соответствующей зоне *Pinacosceras verchjojanicum* (Константинов, Соболев, 1999), возраст верхненемцовской подсвиты может быть ограничен нижним норием. В Западной Сибири нам не удалось пока выявить аналогов верхненемцовского палинокомплекса. Не исключено, что верхняя часть витютинской свиты может быть охарактеризована подобным комплексом. Поэтому свиту в целом считаем возможным ставить на уровне карния – низов нория.

Триасовые отложения в опорном разрезе мыса Цветкова несогласно перекрываются отложениями нижней юры (Казаков и др., 1982). В Западной Сибири в разрезе скважины ТСГ-6 карнийская и, возможно, ранненоррийская витютинская свита перекрывается береговой, охарактеризованной раннеюрским палинокомплексом (Киричкова и др., 1999). В разрезе 1-Никольской скважины вулканогенно-осадочная толща с ладин-раннекарнийским палинокомплексом в ее верхах перекрывает нижнюю юрой (Сурков и др., 1998).

Лишь на Восточном Урале, в Челябинском грабене в частности, осадконакопление продолжалось и в поздне триасовое время. Верхний триас представлен здесь угленосными верхней подсвитой калачевской и козыревской свитами (Киричкова, 1993) с макроостатками растений. К сожалению, эта часть разреза осталась палинологически не охарактеризованной. Имеющиеся данные В.С. Малявкиной (1964) и В.И. Тужиковой (Унифицированные..., 1980), а это, главным образом, списки миоспор без их изображений, слишком устарели в таксономическом плане. Невозможным оказалось использовать палинологические данные Э.А. Глузбар (1994) из этой же части разреза в близко расположенном Буланашском грабене. Сведения по палинологии автором приведены в виде обобщенных списков таксонов, представленных преимущественно в открытой номенклатуре, с интерпретацией их возраста в широком диапазоне – от раннего до позднего триаса включительно.

## МАКРООСТАТКИ РАСТЕНИЙ

Макроостатки растений в опорных разрезах триаса на исследуемых территориях встречаются очень неравномерно. В разрезе мыса Цветкова они приурочены к континентальным, реже к прибрежно-морским прослоям, из-за чего нет его сплошной палеофлористической характеристики. В разрезе сверхглубокой скважины-6 в Западной Сибири остатки растений немногочисленны и представлены небольшим набором таксонов, приуроченных, главным образом, к варенгайхинской и витютинской свитам (Киричкова и др.,

1999; Казаков и др., 2000). Последние данные по макроостаткам растений из скв. 1-Никольской (Сурков и др., 1997), к сожалению, приведены единым списком из интервала 4469–3503 м, что не позволяет использовать их для фитостратиграфических целей. Триасовые отложения Восточного Урала в силу их исключительно континентального генезиса наиболее полно охарактеризованы остатками растений, за исключением низов.

Растительные остатки из нижнего триаса в пределах рассматриваемых регионов известны только из опорных разрезов Таймыра и приурочены к кешинской, восточно-таймырской и улахан-юряхской свитам (фототабл. 1). Тафофлоры из этих отложений, изученные Н.К. Могучевой (1982, 1984, 1986; Могучева, Бетехтина, 1998), характеризуются единым таксономическим составом, что послужило основанием объединить их в один келинский комплекс. В составе комплекса преобладают плауновидные *Tomiostrabus*, *Pleuromeia*, а также *Mesenteriophyllum tajmyrense* (Mogutch.) Mogutch., *Neokoretrophyllites annularioides* Radz., мелколистные своеобразные *Cladophlebis*, род *Kchonotakidium*, *Lepidopteris arctica* Mogutch. В целом кешинские тафофлоры, как отмечает Н.К. Могучева (1989) являются типичными представителями лепидофитовой флоры, приуроченной к прибрежно-морским равнинам Сибири. Раннетриасовый возраст тафофлор контролируется фауной аммоноидей (табл. 1).

Комплексы растений из средне-верхнетриасовых отложений наиболее полно изучены на Восточном Урале, в Анохинском и Челябинском грабенах. Разрезы этих впадин приняты в качестве опорных для континентальных отложений не только Восточного Урала, но и Западной Сибири. Проведенная в последние годы ревизия систематического состава триасовых тафофлор Восточного Урала (Новое в стратиграфии..., 1980; Киричкова, 1990а, 1990б) позволила выявить в разрезе сукцессионный ряд, соответствующий определенному этапу в развитии триасовой флоры, что дало возможность расчленить толщи на горизонты и слои с флорой (Киричкова, 1993), а также определить соотношение этапов развития триасовой флоры Восточного Урала и Западной Европы (Добрускина, 1982; Киричкова, 1990б).

Тафофлоры птеридоспермового этапа развития триасовой флоры Восточного Урала, соответствующего сцитофиловой флоре Западной Европы (Добрускина, 1982), характеризуют камышинский горизонт (табл. 3). Они происходят из верхнебичурской подсвиты и анохинской свиты Анохинского грабена. Для них характерно преобладание семенных папоротников *Lepidopteris*, *Rhaphidopteris*, *Scytophyllum* и др. (Киричкова, 1990а). Возраст этих тафофлор теперь сравнительно уверенно определяется в пределах средне-

го – начала позднего триаса (табл. 3). Этому же уровню развития соответствуют тафофлоры из верхней части кульдиминской свиты, характеризующиеся доминированием хвощовых с семенными папоротниками (*Lepidopteris*, *Rhaphidopteris*, *Scytophyllum*, *Peltaspermum*) и более редкими мелколистными *Cladophlebis*. В Западной Сибири комплекс растений приурочен к варенгайхинской, но, главным образом, к витютинской свитам, вскрытым скважиной ТСГ-6 (Киричкова и др., 2000). Комплекс не отличается таксономическим разнообразием. В его составе преобладают разнообразные хвощовые (*Neocalamites*, *Parascalamites*, *Equisetites*) с более редкими *Cladophlebis*. Подобное разнообразие хвощовых с редкими *Cladophlebis* наблюдается и в кульдиминских тафофлорах Восточного Таймыра, а также в батуринских тафофлорах Восточного Урала, приуроченных к нижней подсвите калачевской свиты (верхняя часть камышинского горизонта). Несмотря на то, что кульдиминские и батуринские тафофлоры отличаются значительно большим таксономическим разнообразием (Киричкова, 1990, 1993; Могучева, 1982, 1984), соответствие им варенгайхинских и витютинских тафофлор Западной Сибири вполне вероятно (табл. 3).

Птеридоспермовый этап развития флор на Восточном Урале сменяется хвощово-папоротниково-гинкговым этапом, тафофлоры которого характеризуют зауральский горизонт (Киричкова, 1990, 1993). Флора этого горизонта, сопоставляемая с лепидоптериевыми флорами Европы (Добрускина, 1982), значительно отличается от птеридоспермовой полным доминированием мезофитных элементов – папоротников *Cladophlebis*, вместе с более редкими *Clathropteris*, *Raphaelia*, разнообразных гинкговых, *Podozamites*, древних сосновых. В составе этих тафофлор появляются первые *Czekanowskiales*, а значение редких семенных папоротников становится второстепенным.

Флоре зауральского горизонта Восточного Урала соответствует, по всей вероятности, комплекс растений из верхней части немцовской свиты на мысе Цветкова (табл. 2, 3). В составе немцовского комплекса, по данным Н.К. Могучевой (1982, 1984), преобладают многочисленные *Cladophlebis*, *Podozamites*, с редкими птеридоспермовыми типа *Magia*, что значительно отличает его от кульдиминского и сближает с буланашским комплексом зауральского горизонта Восточного Урала.

Тафофлоры, аналогичные немцовским или буланашским, в Западной Сибири пока неизвестны, как и тафофлоры верхней половины позднего триаса. Лишь на Восточном Урале продолжалось осадконакопление в течение всего позднего триаса и ранней юры. В течение этого времени формировались козыревская и коркинская свиты, охарактери-

Таблица 3. Сопоставление флоростратиграфических комплексов из опорных разрезов триаса Восточного Урала, Западной и севера Восточной Сибири

Отдел	Восточный Урал (Тужикова, 1973, 1985; Киричкова, 1993)		Западная Сибирь		Север Восточной Сибири					
	Ярус	Фитогоризонт	Этап (по флоре)	Флоростратиграфический комплекс	Палинокомплекс	Никольская скв. 1 (Климко, 1986)	Сверхглубокая ТСГ-6 (Киричкова и др., 1999)	Комплексы по макроостаткам растений (Могучева, 1982, 1984)	Палинокомплексы	Бореальный стандарт (Захаров и др., 1997; Константинов, Соболев, 1999)
						Палинокомплексы				
						Палинокомплекс	Палинокомплекс			
T <sub>3</sub>	Инд	Геттанг-Сиемор	J <sub>1</sub>	Зауральский	Верхнеанохинский	J <sub>1</sub>	Береговой	Комплексы по макроостаткам растений (Могучева, 1982, 1984)	Палинокомплексы	Бореальный стандарт (Захаров и др., 1997; Константинов, Соболев, 1999)
	Карний	Геттанг-Сиемор	J <sub>1</sub>	Зауральский						
T <sub>2</sub>	Анзий	Ладин	IV	Камышинский	Верхнеанохинский	IV	Варенга-яхинский	Neocalamites, Scytophyllum, Raphidopteris, Cladophlebis	Кульдиминский	Слой с Discophyllites N. lindstroemi N. mcconnelli N. maclearni J. krugi
	Оленек	Ладин	IV	Камышинский						
T <sub>1</sub>	Оленек	Ладин	II	Камышинский	Верхнеанохинский	II	Хадырьяхский	Комплексы по макроостаткам растений (Могучева, 1982, 1984)	Моржовский	F. nevadanus G. rotelliforme A. kharaulakhensis Cz. decipiens L. caurus G. taimyrensis
	Оленек	Ладин	II	Камышинский						
T <sub>1</sub>	Оленек	Ладин	Ia	Камышинский	Верхнеанохинский	Ia	Хадырьяхский	Tomiostrubus, Pleuromeia, Lepidopteris arctica	Ыстанакский	O. spiniplicatus P. grambergi N. contrarium B. euomphala A. tardus L. kolymensis H. hedenstroemi
	Оленек	Ладин	Ia	Камышинский						

\* Зоны карния см. в таблице 2.

зованные одноименными флоростратиграфическими комплексами, которые значительно отличаются по систематическому составу от таковых из подстилающих отложений (Киричкова, 1993).

## ВЫВОДЫ

Проведенный комплексный анализ палеофитологических данных из морских, прибрежно-морских, континентальных, эффузивно-осадоч-

ных отложений триаса Восточного Таймыра, бассейна рек Анабара и Оленек, Тюменской сверхглубокой скв. 6 и глубокой скв. 1-Никольской в Западной Сибири, Челябинского и Анохинского грабенных Восточного Урала явился основой для корреляции разнофациальных отложений на значительные расстояния. Более того:

1. Среди миспор наземных растений выявлены коррелятивные формы и установлено сходство систематического состава палинокомплексов, содержащихся в морских отложениях с аммонитами и континентальных толщах. Это позволило впервые обосновать возраст палинокомплексов и соответствующих им стратонев континентального триаса Западной Сибири и Восточного Урала, что оказалось особенно актуальным для восточноуральских свит – бичурской, анохинской и калачевской, возраст которых до последнего времени разными авторами определялся от поздней перми до позднего триаса включительно.

2. Выявлены наиболее выдержанные по систематическому составу и площади палинокомплексы – оленекский (ыстанахский и его аналоги) и ладин-карнийский (кульдиминский и его аналоги). Эти уровни могут быть приняты в качестве реперных при межрегиональных корреляциях триасовых отложений Сибири.

3. Впервые выявлено соотношение туринской, тампейской и красноселькупской серий, объединяющих вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи.

4. Определены возрастные объемы предполагаемых перерывов между красноселькупской и тампейской сериями в разрезе скважины ТСГ-6; между триасовыми и юрскими отложениями в Западной Сибири он охватывает от среднего карния (1-Никольская скв.) или среднего нория (скв. ТСГ-6) до начала ранней юры, на севере Восточной Сибири – от середины нория до начала ранней юры. На Восточном Урале триасовые отложения представлены в полном объеме и охарактеризованы последовательно сменяющимися комплексами растений и палинокомплексами, составляя полный сукцессионный ряд – от инда до ранней юры включительно.

5. Впервые сопоставлены данные по палинокомплексам и макроостаткам растений, происходящим из одних и тех же стратиграфических уровней в опорных разрезах триаса. В результате комплексы растений из континентальных отложений впервые получили обоснованную датировку. Установлено соответствие триасовых тафофлор севера Восточной и Западной Сибири этапам развития триасовой флоры Восточного Урала.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бочкарев В.С., Лебедев И.В., Папин Ю.С.* О стратиграфии и возрасте нижнемезозойских отложений Челябинского бурогольного бассейна // Геология и нефте-

газоносность Западной Сибири. Тр. Тюменск. индустр. ин-та, 1973. Вып. 17. С. 20–29.

*Владимирович В.П.* К изучению поздне триасовой-раннеюрской флоры Восточного Урала // Ботан. журн. 1959. Т. 44. С. 457–465.

*Владимирович В.П.* Остатки некоторых птеридоспермовых рода *Thinnfeldia* из рэтских отложений Восточного Урала // Ежегодник ВПО. 1965. Т. 17. С. 238–249.

*Владимирович В.П.* Биостратиграфия континентальных триасовых и юрских отложений восточного склона Урала, Северного Казахстана и горной части Западной Сибири // Стратиграфия и палеонтология континентальных отложений азиатской части СССР. Л.: Недра, 1967. С. 46–55.

*Глузбар Э.А.* Палинокомплексы триасовых пород Буланаш-Елкинского угленосного района // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 62–64.

*Дагис А.С., Дагис А.А., Казаков А.М., Курушин Н.И.* Стратиграфия триаса Буур-Оленекского района // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1982. С. 74–81.

*Дагис А.С., Егоров А.Ю., Казаков А.М., Курушин Н.И.* Стратиграфия триасовых отложений юго-восточного Таймыра // Верхний палеозой и триас Сибири. Новосибирск: Наука, 1989. С. 71–90.

*Дагис А.С., Казаков А.М.* Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. 177 с.

*Дагис А.С., Казаков А.М., Курушин Н.И., Могучева Н.К.* О стратиграфическом объеме и условиях седиментации кульдиминской свиты (триас) Восточного Таймыра // Тр. Сиб. н.-и. ин-та геол., геоф. и минер. сырья. 1978. Вып. 258. С. 129–137.

*Добрускина И.А.* Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. 195 с.

*Егоров А.Ю., Куликова Л.И.* Стратиграфическое положение раннетриасовых траппов Таймыра // Верхний палеозой и триас Сибири. Новосибирск: Наука, 1989. С. 91–103.

*Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др.* Бо-реальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геол. и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.

Зональные подразделения и межрегиональная корреляция палеозойских и мезозойских отложений России и сопредельных территорий. Кн.2. Мезозой. СПб: ВСЕГЕИ, 1994. 184 с.

*Казаков А.М., Дагис А.С., Карогодин Ю.Н.* Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1982. С. 5–36.

*Казаков А.М., Могучева Н.К., Девятков В.П., Смирнов Л.В.* Триасовая система в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 (Западная Сибирь) // Геол. и геофизика. 2000. № 3. С. 318–326.

*Казанский Ю.П., Мозгунова Е.В., Москвин В.И., Солотчина Э.П.* Состав и строение триасовых вулканогенных отложений сверхглубокой скважины ТСГ-6 (Уренгойский р-н, Западная Сибирь) // Геол. и геофизика. 1995. Т. 36. № 6. С. 157–164.

*Кара-Мурза Э.Н.* Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения мезозойских отложений Хатангской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 134 с.

- Киричкова А.И. Новые материалы к триасовой флоре Среднего Урала // Палеонтол. сб. № 3. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 457–467.
- Киричкова А.И. Материалы к изучению нижнемезозойской флоры Восточного Урала // Палеонтол. сб. № 4. Л.: Недра, 1969. С. 270–315.
- Киричкова А.И. Таксономическая ревизия некоторых триасовых растений Восточного Урала // Ботан. журн. 1990а. Т. 75. № 9. С. 1288–1294.
- Киричкова А.И. Триасово-раннеюрская флора Восточного Урала // Палеонтол. журн. 1990б. № 1. С. 110–119.
- Киричкова А.И. Фитостратиграфия триасовых и нижнеюрских отложений Восточного Урала // Отечественная геол. 1993. № 11. С. 37–46.
- Киричкова А.И., Куликова Н.К., Овчинникова Л.Л. и др. Биостратиграфическое расчленение мезозойских отложений, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 71–85.
- Климко С.А. Палинокомплексы триаса центральной части Западно-Сибирской плиты (по Никольской параметрической скважине 1) // Биостратиграфия мезозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. С. 77–82.
- Константинов А.Г., Соболев Е.С. Схема биостратиграфии карния и нижнего нория северо-востока России. Ст. 2. Новые зональные шкалы и корреляция // Тихоокеанск. геология. 1999. Т. 18. № 4. С. 48–60.
- Короткевич В.Д. Палинологическое обоснование возраста отложений нижнего триаса северной части Лено-Оленекского междуречья // Учен. записки н.-и. ин-та геол. Арктики. 1963. Вып. 2. С. 75–93.
- Короткевич В.Д. Палеопалинологическая характеристика морских мезозойских отложений северной части Лено-Оленекского междуречья // Палеопалинологический метод в стратиграфии. Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 63–69.
- Короткевич В.Д., Школа Н.В. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика триасовых отложений южной части Лено-Анабарского прогиба // Учен. записки н.-и. ин-та геол. Арктики. 1970. Вып. 31. С. 13–25.
- Криштофович А.Н., Принада В.Д. О рэто-лейасовой флоре Челябинского бурогоугольного бассейна. Тр. Всес. геол.-разв. Объединения. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1933. Вып. 346. 49 с.
- Круговых В.В. Палиностратиграфия триасовых отложений Восточного Таймыра // Палинология в биостратиграфии, палеоэкологии и палеогеографии. Тез. Докладов VIII Всерос. палинолог. конф. М.: ИГиРГИ, 1996. С. 74.
- Куликова Н.К. Палиностратиграфия нижнетриасовых отложений южной части Лено-Анабарского прогиба (Буур-Оленекский район) // Фитостратиграфия и морфология спор древних растений нефтегазоносных провинций СССР. Л.: ВНИГРИ, 1989. С. 17–25.
- Малаякина В.С. Споры и пыльца из триасовых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1964. С. 214.
- Могучева Н.К. К изучению триасовой флоры Восточного Таймыра // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1982. С. 43–71.
- Могучева Н.К. Новые данные о флоре позднего триаса Восточного Таймыра // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 56–64.
- Могучева Н.К. Корреляция нижнетриасовых отложений Средней Сибири по флористическим данным // Региональные и местные стратиграфические подразделения для крупномасштабного геологического картирования. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986. С. 89–97.
- Могучева Н.К. Изменение флоры на границе перми и триаса в Ангариде // Верхний палеозой и триас Сибири. Наука, 1989. С. 5–12.
- Могучев Н.К., Бетехтина О.А. Актуальные вопросы стратиграфии континентального триаса Сибири // Геол. и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 287–296.
- Новое в стратиграфии триаса Палеоурала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 112.
- Обонницкая Е.К. Палинокомплексы раннего триаса Средней Сибири // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 82–88.
- Общая шкала триасовой системы СССР. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. С. 118.
- Региональные стратиграфические схемы мезозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. С. 53.
- Результаты бурения и исследования Тюменской сверхглубокой скважины. Пермь: Недра, 1995. 141 с.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1978. Новосибирск: СНИИГГиМС.
- Романовская Г.М. Палинокомплексы триаса мыса Цветкова // Палинологические таксоны в биостратиграфии. Межвуз. науч. сб. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1989. Часть 2. С. 6–9.
- Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф., Белозеров В.П. Переход от перми к триасу в континентальных отложениях Таймыра и Западного Верхоянья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 53–64.
- Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. Возраст вулканогенных отложений севера Средней Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 58–70.
- Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отеч. геология. 1997. № 3. С. 31–37.
- Триас Сибири / Отв. редакторы Дагис А.С., Дубатов В.Н. Новосибирск: Наука, 1990. С. 101.
- Тужикова В.И. Миоспоры и стратиграфия опорных разрезов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 232.
- Тужикова В.И., Куржебекова А.Н. Биостратиграфия триасовой эффузивно-осадочной формации Урала. М.: Наука, 1973. С. 150.
- Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Результаты бурения и исследования. Пермь: Кам.НИИКИГС ГНПП Недра, 1996. 344 с.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала с объяснительной запиской. Ч. II. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 32–66.
- Шведов Н.А. О наличии остатков раннемезозойской флоры на Западном Таймыре // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии НИИГА. Вып. 2. Л.: НИИГА, 1960. С. 55–65.
- Schulz E. Sporen palaeontologische Untersuchungen rätioliasischen Beckens // Palaeontologie. 1967. Abh.V. Bd.11. № 4. S. 427–633.

Рецензенты В.А. Захаров, А.А. Шевырев

УДК 553.57:551.761/762.1(571.63)

## ГОРИЗОНТЫ УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД В ТРИАСОВЫХ И НИЖНЕЮРСКИХ КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДАЛЬНЕГОРСКОГО ОПОРНОГО РАЗРЕЗА (ПРИМОРЬЕ)

© 2002 г. Н. Ю. Брагин, К. А. Крылов

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 30.11.99 г., получена после доработки 22.05.2000 г.

В опорном разрезе триасовых и юрских кремнистых отложений горбушинской толщи у пос. Дальнегорск (Сихотэ-Алинь) развиты три горизонта фтанитов и черных углеродистых аргиллитов. Первый из них приурочен к дооленекским, возможно, индским отложениям низов разреза, и может быть связан с событиями рубежа палеозоя и мезозоя. Второй горизонт имеет раннеанизийский возраст и локальное распространение. Вероятно, он связан с местными событиями. Третий горизонт приурочен к нижнетриасовым слоям и с большой долей вероятности может быть интерпретирован как проявление раннетриасового бескислородного события.

**Ключевые слова.** Триас, юра, фтаниты, аноксия, кремнистые отложения, радиолярии, Сихотэ-Алинь, Япония.

При исследованиях древних кремнистых отложений в последнее время все большее внимание обращается на различные горизонты с повышенным содержанием органического вещества и пирита. Подобные осадки обычно интерпретируются как аноксийные. Для них характерны приуроченность к определенным стратиграфическим интервалам, нередко характеризующимся значительными фаунистическими изменениями, и, в некоторых случаях, широкое площадное распространение. Подобные горизонты известны в триасе и нижней юре Японии (Hori, 1993; Ishiga et al., 1996; Kakuwa, 1996), а также в пограничных отложениях перми и триаса Невады (Blome, Reed, 1995) и Китая (Kuwahara et al., 1997). Следует отметить, что фтаниты и другие углеродистые породы сравнительно редки в мезозойских отложениях Тихоокеанского пояса, в отличие, например, от нижнего и среднего палеозоя Азии. Тем не менее, они достаточно легко обнаруживаются, представляя собой характерные маркирующие пласты в некоторых разрезах.

В данной статье рассматриваются углеродистые горизонты Дальнегорского опорного разреза Приморья, который отличается наиболее разработанным стратиграфическим триасовых отложений (Брагин, 1991). Помимо триасовых, здесь были изучены и аналогичные нижнеюрские образования, развитые в том же разрезе (Брагин, 1993; Kemkin et al., 1997). Углеродистые аргиллиты и фтаниты отмечались здесь Ю.Г. Волохиным с соавторами (1990), которые считали эти осадки свидетельством накопления триасовых кремнистых

отложений вблизи пенепленизированной суши. Необходимо заметить, что если данная интерпретация и верна, то она, тем не менее, недостаточна для объяснения приуроченности фтанитов к определенным стратиграфическим интервалам при их отсутствии в других.

Описание частей разреза, содержащих отложения, фтанитов и углистых аргиллитов, дано по наблюдениям 1997 г. Это три интервала: нижняя часть нижнего триаса, кровля верхнего триаса – нижний анизий, нижняя юра. Все описываемые обнажения расположены по правому берегу р. Рудной и принадлежат второй пластине Горбушинского покрова.

### НИЖНИЙ ТРИАС

Нижнетриасовые отложения Дальнегорского разреза характеризуются преобладанием кремнистых аргиллитов, среди которых в резко подчиненном соотношении встречаются прослойки спонголитов и радиоляриевых кремней. Углеродистые породы приурочены к самым низам разреза, который представляется следующим образом (рис. 1, 2):

1. (T<sub>1</sub>i?). Черные углистые аргиллиты, сильно расланцованные, с вкрапленностью пирита, с маломощными (2–3 см) часто будинированными прослоями серых кремнистых аргиллитов в верхней части слоя. Видимая мощность 2.8–3 м.

2. (T<sub>1</sub>o<sub>1</sub>). Аргиллиты кремнистые, светло-голубовато-серые на свежем сколе, ржаво-буро-черные на выветрелой поверхности, массивные, сильно расланцованные, с обильной вкрапленностью пирита. В верх-

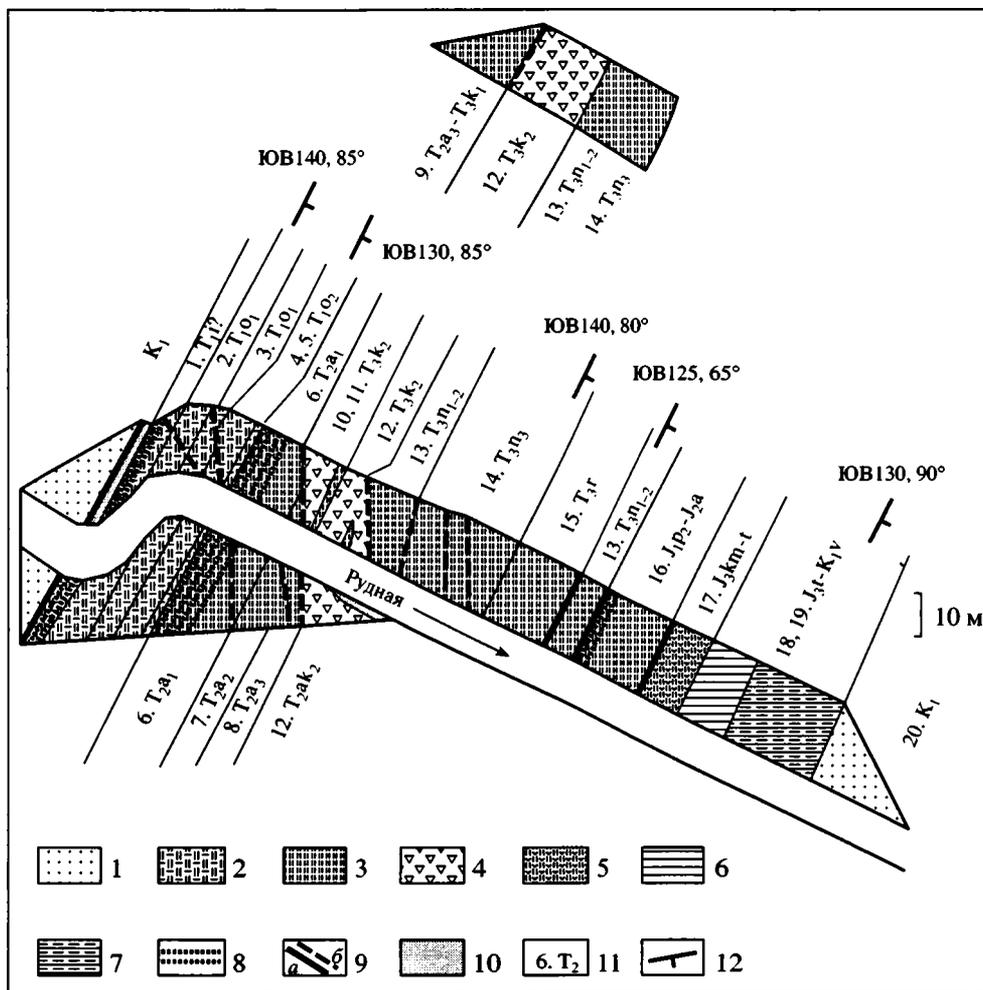


Рис. 1. Схема строения Дальнегорского опорного разреза кремнистых отложений триаса и юры.

1 – песчаники; 2 – кремнистые аргиллиты; 3 – кремни; 4 – основные вулканиты; 5 – кремнистые туффиты; 6 – аргиллиты; 7 – алевролиты; 8 – горизонты фтанитов и черных аргиллитов; 9 – разломы (а – надвиги, б – сбросы и сдвиги); 10 – дайки среднего состава; 11 – номер слоя и возраст; 12 – элементы залегания.

ней части слоя немногочисленные прослои (1–2 см) черных рассланцованных углистых аргиллитов и светло-серых спонголитов. Мощность 5 м.

3. ( $T_1o1_1$ ). Аргиллиты кремнистые, серые и светло-серые (до темно-серых на выветрелой поверхности), плитчатые, иногда рассланцованные с частыми маломощными (1 см) прослоями светло-серых и голубовато-серых стекловатых спонголитов. Конодонты нижнего оленека: *Neospathodus pakistanensis* Sweet, *N. waageni* Sweet. Мощность 5 м.

Этот интервал проявления углеродистых пород в Дальнегорском разрезе является наиболее интригующим и, вместе с тем, наиболее проблематичным. По положению в разрезе он сопоставляется с аналогичными, литологически схожими отложениями многих районов Японии, также перекрытыми фаунистически охарактеризованным нижним оленеком (Matsuoka et al., 1994; Ishiga et al., 1996; Kakuwa, 1996). Наличие углеродистых

горизонтов в глубоководном нижнем триасе Японии используется как одно из доказательств планетарной аноксии на рубеже палеозоя и мезозоя (Isozaki, 1997). К интервалу времени от пограничных слоев перми и триаса и до начала оленека приурочено крупнейшее вымирание радиолярий (Брагин, 1991) и почти полное исчезновение биогенных кремнистых пород, которые были широко распространены в конце перми.

В то же время возраст слоя 1 не может быть установлен с достаточной точностью, так как какие-либо палеонтологические остатки здесь не были обнаружены. Более того, вышележащий слой 2 охарактеризован только немногочисленными остатками конодонтов плохой сохранности, не позволяющими дать надежную датировку. Поэтому пока можно говорить о дооленекском, скорее всего индском, возрасте слоя 1, допуская приуроченность углеродистых сланцев к рубежу пер-

ми и триаса, но не утверждая этого. Ю.Г. Волохин и др. (1990) считают слои 1 и 2 нижнеанизийскими, обосновывая этот вывод их литологическим сходством с датированным нижним анизием, обнажающимся ниже по течению р. Рудной (слой 6 настоящего описания). Однако такое сходство – чисто внешнее. При детальном изучении обнаруживается полное отсутствие радиоляриевых кремней в слоях 1 и 2 при их массовой встречаемости в слое 6 (см. ниже).

Кроме того, черные аргиллиты слоя 1 сложны для седиментологического анализа из-за сильной рассланцованности и будинажа, уничтоживших первичные текстуры. Они приурочены к основанию второй тектонической пластины Горбушинского второва (Брагин, 1991) и потому подверглись наиболее сильному тектоническому воздействию. Сходная ситуация наблюдается и в Японии, где на нижнетриасовый интервал разрез, представленный аргиллитами, приходится максимум тектонических срывов (Matsuoka et al., 1994). Из-за этого чрезвычайно сложно оценить истинную мощность низов нижнего триаса. В Японии она варьирует от 15–20 м (Sugiyama, 1992; Kakuwa, 1996) до 0.8 м (Ishiga et al., 1996). Такие изменения мощности могут быть следствием тектонических повторов фрагментов разреза, масштаб которых при отсутствии биостратиграфических данных практически невозможно установить.

Тем не менее, можно отметить следующие особенности этого интервала углеродистых пород Дальнегорска. Нижняя часть его представлена нацело черными аргиллитами, в верхней – появляются прослои серых кремнистых аргиллитов и переход от слоя 1 к слою 2 является постепенным. Небольшие прослои черных углистых аргиллитов появляются в разрезе и выше – в верхней части слоя 2. Такие особенности вполне обычны для подобных горизонтов, которые часто имеют вид переслаивания углеродистых пород с иными при постепенном характере верхней и нижней границ.

Выше по разрезу залегают красные кремнистые аргиллиты с прослоями радиоляриевых кремней (слой 4, верхний оленек, мощность 6.5 м). Эта часть разреза не содержит углеродистых осадков. Они появляются лишь в кровле нижнетриасовых отложений и принадлежат уже второму уровню таких проявлений в Дальнегорском разрезе.

### ВЕРХИ ВЕРХНЕГО ОЛЕНЕКА – НИЖНИЙ АНИЗИЙ

В этом интервале Дальнегорского разреза углеродистые породы не образуют единой пачки и представлены несколькими маломощными пластами среди монотонного переслаивания кремни-

стых аргиллитов и радиоляриевых кремней. Строение разреза здесь следующее (рис. 1, 2):

5. (T<sub>102</sub>). Аргиллиты кремнистые серо-зеленые и зеленовато-бурые, плитчатые, тонкоплоскостчатые, с редкими маломощными прослоями кремней светло-голубовато-серых в нижней и средней частях слоя, и аргиллитов углистых, черных – в кровле слоя. Встречены радиолярии *Cryptostephanidium japonicum* (Nakaseko et Nishimura), *Hozmadia ozawai* Sugiyama, *Parasepsagon* sp. cf. *P. longidentatum* (Kozur et Mostler), *Parentactinia nakatsugawaensis* Sugiyama, *Paroertlispongius diacanthus* (Sugiyama), *P. sp. A*, *P. sp.*, “*Paurinellinae*”, *Pseudostylosphaera kozuri* Sugiyama, *P. fragilis* (Bragin), *Spongostephanidium longispinosum* Sashida и конодонты *Neospathodus homeri* (Bender), *N. spathi* Sweet, указывающие на позднеоленекский возраст. Мощность 2 м.

6. (T<sub>2a1</sub>). Кремни серые и темно-серые, иногда светло-голубовато-серые, черные и ржаво-бурые на выветрелой поверхности, массивные и среднеплитчатые (5 см), обогащенные сульфидами, с многочисленными (5–6) маломощными (1–10 см) прослоями черных углистых аргиллитов с обильной сульфидной вкрапленностью. В нижней части слоя многочисленные прослои аргиллитов кремнистых серых и зеленовато-серых. Встречены радиолярии *Celluronta donax* Sugiyama, *C. (?) sp.*, *Cryptostephanidium japonicum* (Nakaseko et Nishimura), *Eptingium nakasekoi* Kozur et Mostler, *Hozmadia ozawai* Sugiyama, *H. gifuensis* Sugiyama, *Parentactinia nakatsugawaensis* Sugiyama, *Parasepsagon* sp. aff. *P. longidentatum* (Kozur et Mostler), *Parentactinia nakatsugawaensis* Sugiyama, *Paroertlispongius diacanthus* (Sugiyama), *P. sp. B*, *Paurinellinae* sp. A, sp. B, sp. C, *Pseudostylosphaera* sp. A (Sugiyama), *P. fragilis* (Bragin), *Sepsagon* sp., *Spongostephanidium longispinosum* Sashida, *Tiborella* sp., *Triassocampe (?) sp.*, конодонты *Neospathodus timorensis* (Nogami), а также *N. homeri* (Bender), *Neogondolella regale* Mosher (в нижней части слоя). Указанные комплексы микрофауны характерны для нижнего анизия. Мощность 13 м.

7. (T<sub>2a2</sub>). Ритмичное переслаивание кремней светло-голубовато-серых и аргиллитов сильно кремнистых, зеленовато-серых. Слои равномерной мощности (7–8 см). Обнаружены радиолярии и конодонты среднего анизия. Видимая мощность 4 м.

Маломощные пласты черных аргиллитов довольно равномерно распределены по всему интервалу нижнего анизия. Они являлись более пластичными, чем вмещающие кремнистые аргиллиты и кремни. На это указывают характерные раздувы и нагнетания по трещинам в тех местах, где данные горизонты смещены сдвигами или иными мелкими разломами. Углеродистые горизонты имеют резкие и четкие контакты со вмещающими породами. В то же время сульфид-

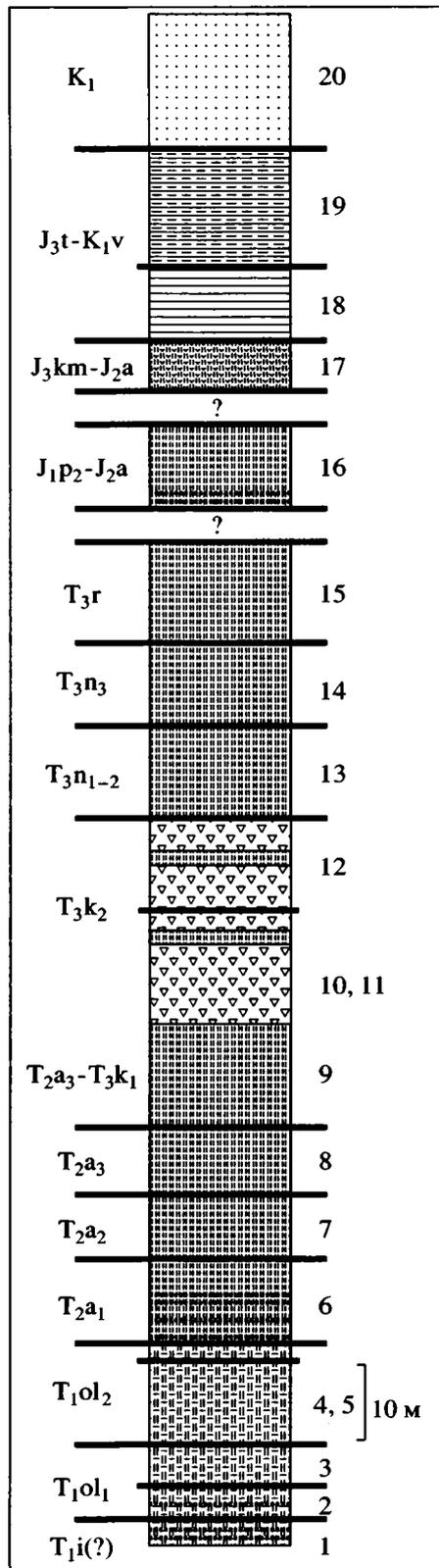


Рис. 2. Стратиграфическая колонка Дальнего опорного разреза и положение углеродистых пород. Слева от колонки указан возраст слоев, справа – их номера. Усл. обозначения см. на рис. 1.

ная вкрапленность почти одинаково сильно развита во всех типах пород слоя 6, но существенно сокращается в слое 7. По-видимому, аноксией, или близкими к аноксией условиям характеризуется весь интервал от верхов слоя 6 до кровли слоя 7, что соответствует верхам верхнего оленека и всему нижнему анизью.

Следует отметить, что этот стратиграфический интервал Дальнего разреза отмечен значительным увеличением разнообразия радиолярий. Здесь появляется ряд новых групп: мультициртоидные населлярии *Tgiassocampe*, *Cellulogonta*, высокоорганизованные эптингииды (род *Eptingium*) и другие. Это явление сопровождается и быстрым возрастанием продуктивности кремненакопления – в слое 5 кремни составляют около 5–10% суммарной мощности, а в слое 6 – около 50%. В вышележащих отложениях среднего и верхнего анизия радиоляриевые кремни доминируют.

Всплеск продуктивности кремненакопления и возрастание таксономического разнообразия радиолярий совпадают во времени, и, очевидно, связаны между собой. Совершенно аналогичные явления наблюдаются и в других разрезах нижнего анизия: в районе Хабаровска (Брагин, 1992), в центральных районах Японии (Sugiyama, 1992; 1997; Matsuoka et al., 1994; Kamata, Kajiwara, 1996). Однако, все эти разрезы отличаются от Дальнего отсутствием углеродистых пород. Подобные осадки, кроме Дальнего, известны пока лишь в нижнем анизии некоторых разрезов Восточного Приморья: у пос. Садовый (15 км юго-восточнее Дальнего), в верховьях р. Высокотурской (20–25 км западнее Дальнего).

Следует отметить, что некоторые хорошо изученные аноксиейные уровни широкого распространения, например, сеноман-туронский или раннеаноксиейный, характеризуются увеличением кремненакопления и последующим возрастанием таксономического разнообразия радиолярий (Nori, 1993; O'Dogherty, 1994). Считается, что эти явления были связаны с аноксиейными эпизодами. Но в случае нижнего анизия Дальнего разреза вряд ли можно утверждать подобное. Поскольку углеродистые породы не прослежены в нижнем анизии разрезов Хабаровского края и Японии, можно полагать, что раннеаноксиейная аноксия имела локальное распространение в Восточном Приморье. Если это так, то местная аноксия и увеличение разнообразия радиолярий в начале анизия не имеют причинно-следственной связи, а лишь совпадают во времени.

Вышележащие триасовые отложения представлены серыми радиоляриевыми кремнями среднего анизия – нижнего карния, шаровыми базальтами, гиалокластитам и яшмами верхнего карния и серыми радиоляритами нория и рэта

(Брагин, 1991). Нигде более в триасе Дальнегорска аноксидные породы не наблюдаются. Однако, в нижнеюрской части разреза имеется характерный горизонт углистых аргиллитов и фтанитов.

### НИЖНЯЯ ЮРА

Верхняя часть Дальнегорского разреза (верхний триас и юра) дислоцирована сильнее, чем нижний и средний триас. Здесь наблюдаются повторения фрагментов разреза и выпадение значительных стратиграфических интервалов (геттанг-синемюр, большая часть плинсбах и байос-бат) (Брагин, 1991; 1993; Kemkin et al., 1997). Нижнеюрские отложения обнажаются по берегам р. Рудной и имеют тектонические контакты как с подстилающими кремнями верхнего триаса, так и с перекрывающими туффитовыми кремнями верхней юры. Разрез здесь следующий (рис. 1, 2).

15. (Т<sub>3Г1</sub>). Кремни серые, иногда темно-серые и зеленовато-серые, тонкоплитчатые, с прослоями светло-серых массивных окварцованных кремней и редкими прослоями буровато-серых кремнистых аргиллитов. Встречены радиолярии *Aurtonius elisabethae* Sugiyama, *Bipedis acrostylus* Bragin, *Canoptum rhaeticum* Kozur et Mostler, *Dreyericytium ithacanthum* Sugiyama, *Livarella densiporata* Kozur et Mostler, *L. longa* Yoshida, *Mesosaturnalis inaequatus* (Bragin), *Praemesosaturnalis gracilis* (Kozur et Mostler), *P. heilongjiangensis* Yang et Mizutani, *P. hexaspinosus* (Bragin), *P. multidentatus* (Kozur et Mostler), *P. aciferus* (Bragin), *P. minutus* (Bragin), *Pseudoheliodiscus pseudosymmetricus* (Kozur et Mostler), *Risella tledoensis* Carter, *Torosaturnalis orientalis* Bragin, а также конодонты *Misikella posthernsteini* Kozur et Mock. Мощность 8 м.

Зона дробления с повтором частей разреза (нижний и средний норий, плинсбах) (Брагин, 1993) параллельно залеганию. Кремни серые и светло-серые, сильно окварцованные, перемятые, массивные, изредка неясноплитчатые. Ширина выхода 6 м.

16. Кремни лилово-серые, иногда зеленовато-серые, изредка красновато-серо-бурые, тонкоплитчатые, полочатые, с волнистой слоистостью, с частым мелким углистым детритом. В 0.5 м выше подошвы слоя наблюдается горизонт (0.5 м) черных углеродистых мелко-рассланцованных аргиллитов с прослоями (2–3, редко более 5 см) черных фтанитов, обогащенных пиритом. Нижний контакт слоя неровный, но очень резкий. Создается впечатление, что это древний послыйный срыв по слабо литифицированным породам. В низах слоя, ниже фтанитов, встречены радиолярии плинсбаха: *Parahsuum longiconicum* Sashida, *P. simplum* Yao, *P. kanyoense* Sashida, *Trillus* sp. aff. *T. elkhornensis* Pessagno et Blome. В кровле фтанитов и выше (до уровня 4.5 м выше подошвы слоя) появляются радиолярии нижнего тоара: *Parvicingula gigantocornis* Kishida et Hisada, *P. nanoconica* Hori et Otsuka, *Parahsuum transiens* Hori et Otsuka, *Hsuum medium* (Takemura). Кроме того, во фтанитах и непосредственно перекрывающих фтаниты кремнях отмечены переотложенные остатки триасовых конодонтов (Брагин, 1991, 1993). Выше встречаются радиолярии среднего тоара – аалена, такие как *Crubus wilsonensis* Carter и др. (Брагин, 1993; Kemkin et al., 1997). Мощность

12 м. Выше наблюдается субпараллельный простирание разлом с ржаво-бурой зоной дробления (до 0.5 м)

17. Кремни серо-зеленые и светло-голубовато-зеленые, массивные и толстопластовые, туффитовые, иногда сильно глинистые (до кремнистых туффитовых аргиллитов) с многочисленными разнообразными радиоляриями верхней юры (Брагин, 1993; Kemkin et al., 1997). Мощность 6,5 м.

Слой 16 этого разреза отнесен Ю.Г. Волохиным с соавторами (1990) к среднему триасу. Основанием для этого могли послужить переотложенные конодонты и внешнее литологическое сходство. Этот вывод опровергается находками радиолярий.

Таким образом, в нижнем тоаре Дальнегорского разреза развит единственный маломощный горизонт черных аргиллитов и фтанитов. Подобный горизонт известен в нижнем тоаре ряда кремнистых разрезов Японии (Matsuda, Isozaki, 1982; Isozaki, Matsuda, 1985; Hori, Masuda, 1990; Hori, 1993; Isozaki, Maruyama, 1992; Ishiga, 1993; Matsuoka et al., 1994). При сравнении видны многочисленные черты сходства этих образований на Сихотэ-Алине и в Японии.

В разрезах Японии раннетоарский аноксидный уровень представлен черными кремнями с пиритом, имеющими мощность не более 0.5 м. Этот горизонт повсеместно отмечается среди плитчатых кремней, а в разрезе Катсуяма (Инуяма, центральная Япония) перекрывается марганцовистыми яшмами (Hori, 1993). Уровень принадлежит к верхней части подзоны IV радиоляриевой зоны *Parahsuum simplum* и датируется ранним тоаром. В некоторых разрезах с данным горизонтом связаны хиатусы. Например, в разрезе Курусу (Инуяма) фтаниты нижнего тоара залегают на нижнеплинсбахских отложениях (Hori, 1993), а в разрезе Камиасо – даже на верхнем триасе (Matsuda, Isozaki, 1982). В некоторых случаях во фтанитах и перекрывающих кремнях встречены переотложенные остатки триасовых конодонтов, что несомненно связано с размывом триасовых отложений и возникновением хиатусов.

Важной особенностью нижнетоарского фтанитового горизонта Японии является его близость к рубежу значительного обновления радиоляриевых ассоциаций. Непосредственно выше фтанитов во всех разрезах отмечается одновременное или почти одновременное появление большого числа новых таксонов радиолярий, таких, как род *Parvicingula* s. s. (*P. gigantocornis*, *P. nanoconica*), род *Archaeodictyomitra*, представители рода *Hsuum* (*Hsuum altile* Hori et Otsuka, *H. medium* и др., при этом ассоциация заметно обогащается. Напротив, радиолярии слоев, подстилающих горизонт фтанитов, несут черты угнетения, что проявляется в характере их индивидуальной изменчивости, например, длине раковин мультициртоидных населлярий. При анализе массового материала по нескольким транзитным

видам населлярий было обнаружено, что данный параметр (средняя длина раковины) снижается в конце позднего плинсбаха и значительно возрастает в раннем тоаре, сразу после аноксического события (Hori, 1993).

Из всего перечисленного ясно, что нижнетоарские фтаниты Дальнегорского разреза имеют большое сходство с одновозрастными аналогами Японии. Представляется возможным говорить о прослеживаемости этого аноксического горизонта в разрезах Японии и Сихотэ-Алиня. Кроме того, известно, что раннетоарское бескислородное событие проявляется и в других регионах, например, в Европе, в разрезах пелагических карбонатов (Jenkyns, 1988). Есть предположения о глобальном характере этого явления (Hori, 1993; Ishiga, 1993; Matsuoka et al., 1994). Наконец, всплеск таксономического разнообразия радиолярий отмечен и в тоаре других районов, например, Северной Америки (Carter et al., 1988).

### ВЫВОДЫ

В Дальнегорском опорном разрезе кремнистых отложений триаса и юры имеются три интервала распространения пород, обогащенных углеродом – черных аргиллитов и фтанитов. Это предполагаемый инд, верхи верхнего оленка – нижний анизий и нижний тоар. Представляется, что они могут отражать различные явления, как локальные, так и более широкого распространения. Восстановительные (аноксические) условия мало характерны как для Дальнегорского разреза, так и для других разрезов кремнистого мезозоя Тихоокеанского пояса, и приурочены только к отдельным уровням. Поэтому горизонты фтанитов и черных аргиллитов, скорее всего, отражают резкие изменения среды.

Горизонт предположительно индского возраста имеет аналоги во многих разрезах Японии и может являться свидетельством аноксии на рубеже перми и триаса. Однако отсутствие палеонтологических датировок этого горизонта не позволяет утверждать это со всей определенностью. Горизонты раннеанизийского возраста прослеживаются пока только в пределах района Дальнегорска, и, по всей видимости, связаны с локальными событиями. Раннетоарские фтаниты Дальнегорска прекрасно коррелируются с такими же образованиями Японии и, очевидно, связаны с известной планетарной аноксией начала тоара.

Все углеродистые горизонты Дальнегорского разреза совпадают с важными рубежами развития мезозойских радиолярий, но это не всегда свидетельствует о связи данных явлений. Отсутствие радиолярий в предполагаемых индских слоях связано с их крупнейшим вымиранием в конце перми – начале триаса, которое могло быть вы-

звано многими причинами помимо аноксии. Увеличение разнообразия радиолярий в начале анизия, по-видимому, не имеет никакой связи с появлением аноксических пород в этом интервале Дальнегорского разреза, поскольку последние не прослеживаются в удаленных разрезах (Япония, Хабаровский край), где, тем не менее, развитие радиолярий протекает так же, как и в Дальнегорске. В то же время, обновление состава радиоляриевых ассоциаций в раннем тоаре, по-видимому, прямо связано с аноксией, поскольку эти события (изменение таксономического состава радиолярий и появление фтанитов) хорошо прослеживаются во многих разрезах. Для объяснения такой связи, наблюдающейся и на других рубежах аноксических событий, например, сеноман-туронского (O'Dogherty, 1994), может быть предложен следующий механизм. Аноксические обстановки значительно угнетают морскую биоту, в том числе и многие таксоны радиолярий. Происходит вымирание части биоты и освобождение некоторых экологических ниш. Их занятие после завершения аноксического события сопровождается периодом быстрой диверсификации биоты и появления большого числа новых таксонов.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 97-05-64646 и 97-05-64884).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1991. Вып. 469. 125 с.
- Брагин Н.Ю. Стратиграфия верхнепалеозойских и мезозойских толщ в районе Хабаровска. // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 9. С. 35–40.
- Брагин Н.Ю. Стратиграфия юрско-нижнемеловых кремнисто-терригенных отложений Приморья (Горбушинская толща) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 93–99.
- Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45–56.
- Blome Ch.D., Reed K.M. Radiolarian biostratigraphy of the Quinn River Formation, Black Rock terrane, north-central Nevada: Correlations with eastern Klamath terrane geology // Micropaleontology. 1995. V. 41. № 1. P. 49–68.
- Carter E.S., Cameron B.E.B., Smith P.L. Lower and Middle Jurassic radiolarian biostratigraphy and systematic paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia. Geol. Surv. of Canada. 1988. Bull. 386. 109 p.
- Hori R. Toarcian Oceanic Event in deep-sea sediments // Bull. Geol. Surv. Japan. 1993. V. 44. № 9. P. 555–570.
- Hori R., Masuda H. Late Early Jurassic (Toarcian?) oceanic event in bedded cherts from SW Japan // Geol. Soc. Japan. Abst. Program. 1990. P. 152.
- Ishiga H. Carbonaceous mudstones of the Lower Toarcian and the Permian / Triassic boundary horizons in Japan //

News of Osaka micropaleontol. 1993. Spec. vol. № 9. P. 51–69.

*Ishiga H., Ishida K., Dozen K., Musashino M.* Geochemical characteristics of pelagic chert sequences across the Permian-Triassic boundary in southwest Japan // *The Island Arc*. 1996. № 5. P. 180–193.

*Isozaki Y., Matsuda T.* Early Jurassic radiolarians from bedded chert in Kamiasso, Mino Belt, central Japan. // *Earth Science*. 1985. V. 39. P. 429–442.

*Isozaki Y., Maruyama S.* Record of the Paleozoic / Mesozoic boundary event preserved in pelagic sediments in an accretionary complex, and its implication to the Earth's evolution // 99th Annual Meeting of the Geological Society of Japan. Abstracts. 1992. V. 160, P. 39 s.

*Isozaki Y.* Superanoxia and the formation of supercontinent: P-T boundary event in pelagic deep-sea sediments // *Earth Monthly*. 1993. № 15. P. 311–313.

*Isozaki Y.* Permo-Triassic boundary: superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea // *Science*. 1997. V. 276. P. 235–238.

*Jenkyns H.S.* The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence // *Amer. J. Sci.* 1988. V. 288. P. 101–151.

*Kakuwa Y.* Correlation between the bedded chert sequence of southwest Japan and  $\delta^{13}\text{C}$  excursion of carbonate sequence, and its significance to the Permian-Triassic mass extinction // *The Island Arc*. 1996. № 5. P. 194–202.

*Kamata Y., Kajiwaraya Y.* Sulfur isotopic data from the Permian-Triassic boundary in a chert sequence at Motegi, Gunma Prefecture, in the Ashio Mountains, central Japan // *Prof. H.Igo Commem.* V. 1996. P. 19–27.

*Kemkin I.V., Rudenko V.S., Taketani Y.* Some Jurassic and Early Cretaceous radiolarians from chert-terrigenous sequence of the Taukha Terrane, southern Sikhote-Alyn // *Mem. Geol. Soc. Japan*. 1997. № 48. P. 163–175.

*Kuwahara K., Yao A., An T.* Paleozoic and Mesozoic complexes in the Yunnan Area, China. Part 1 // *J. Geosci. Osaka City Univ.* 1997. V. 40. № 2. P. 37–49.

*Matsuda T., Isozaki Y.* Radiolarians around the Triassic-Jurassic boundary from the bedded chert in the Kamiasso Area, Southwest Japan. Appendix: "Anisian radiolarians" // *Proc. First Jap. Radiol. Symp., News Osaka Micropaleont., 1982, Spec. V. № 5. P. 93–102.*

*Matsuoka A., Hori R., Kuwahara K. et al.* Triassic-Jurassic radiolarian-bearing sequences in the Mino Terrane, central Japan // *Guide Book for Interrad VII field excursion*. Osaka. 1994. P. 19–61.

*O'Dogherty L.* Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mem. Geol. (Lausanne)*. 1994. № 21. 415 p.

*Sugiyama K.* Lower and Middle Triassic radiolarians from Mt. Kinkazan, Gifu Prefecture, Central Japan // *Transactions and Proceedings of the Paleontological Society of Japan*. New Ser. 1992. № 167. P. 1180–1223.

*Sugiyama K.* Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, Central Japan // *Bull. Mizunami Fossil Mus.* 1997. № 24. P. 79–153.

*Рецензенты И.А. Басов, В.С. Вишневецкая*

УДК 551.763:56.562(575.3)

## БИОСТРАТИГРАФИЯ МААСТРИХТА ВОСТОКА ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ ПО РАДИОЛЯРИЯМ

© 2002 г. Э. В. Гольтман, Ф. Х. Хакимов, А. А. Ашуров

Институт геологии АН Республики Таджикистан, Душанбе

Поступила в редакцию 25.10.1999 г., получена после доработки 02.10.2000 г.

В статье рассматриваются новые данные по стратиграфии маастрихта востока Таджикской депрессии. Бедность макрофаунистических остатков и значительная фациальная изменчивость не позволяют с достаточной степенью точности проводить корреляцию в пределах Афгано-Таджикского региона. Совместные находки аммоноидей, крупных фораминифер и радиолярий способствуют обоснованию возраста известняковых толщ маастрихта на востоке Таджикской депрессии. Подтверждено присутствие нижнемаастрихтских отложений в регионе. Обоснован раннемаастрихтский возраст комплекса *Hemicryptocapsa djalilovi* (радиолярии), соответствующего зоне *Nostoceras hyatti* (аммоноидей). Выявлена возможность установления границы между верхним кампаном и нижним маастрихтом по смене комплекса радиолярий на востоке региона, где отсутствуют аммоноидеи. Граница между нижним и верхним маастрихтом определяется по смене радиоляриевого комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi* комплексом крупных фораминифер с *Siderolites calcitrapoides*-*Orbitoides apiculata*. На основе аммоноидей и радиолярий понижена нижняя граница маастрихта.

**Ключевые слова.** Верхний мел, маастрихт, аммоноидей, радиолярии, крупные фораминиферы.

До недавнего времени считалось, что маастрихтские и кампанские отложения на востоке Таджикской депрессии, представленные известковистыми породами, относительно бедны остатками макрофауны, о чем свидетельствуют материалы 70-х годов (Джалилов, 1971).

Последующими исследователями (Джалилов и др., 1988) были получены новые данные по различным группам ископаемых организмов из этих отложений, в том числе аммонитам, фораминиферам, радиоляриям и др. На основании вновь полученных преимущественно микрофаунистических данных уточнено биостратиграфическое членение рассматриваемых ярусов. При написании данной статьи возник, однако, ряд вопросов, потребовавших дальнейшего совместного изучения ключевых разрезов, среди которых наиболее важными являются: Акджарский (хребет Аруктау), Булакдаштский (узел хребтов Сарсарьяк-Табакчи), Булгари (Вахшский хребет) и верхний Хирманжоу (хребет Хозретиши) (рисунок).

В этом отношении важными представляются публикации А.А. Ашурова и др. (1987) и Ф.Х. Хакимова (1990, 1998), в последней из которых акцентировано внимание на комплексах аммоноидей.

Выбор разрезов для соответствующего анализа обусловлен их полнотой, представительным составом комплексов (преимущественно радиоляриевых), возможностью их детальной привязки к аммонитовым и фораминиферовым биострати-

графическим подразделениям. Материалом для радиоляриевого анализа послужили, главным образом, шлифы.

Выявленный видовой состав комплексов радиолярий представлен на таблице 1, учитывающей данные из послонных описаний рассмотренных ниже разрезов. Описание части видов приведено в Атласе (Атлас..., 1998, с. 37(70)).

Разрез Булакдашт описан на стыке хребтов Сарсарьяк и Табакчи. Снизу вверх стратиграфически обнажаются:

### Кампан

#### Верхний кампан (верхняя часть)

Зона *Trachyscaphtes pulcherimus* (верхняя часть)

Слои с *Gongylothorax tadjikistanensis* (верхняя часть)

1. Известняки глинистые мелкодетритовые, голубовато-серые, с отдельностями шаровидной формы. В подошве встречены остатки: *Micraster* sp., *Hoplitoplacenticeras vari* (Schlüter), *H. bucharensis* Pjin, комплекс радиолярий с *Gongylothorax tadjikistanensis* (табл. 1, гр. 2). Мощность 37.3 м.

### Маастрихт

Зона *Nostoceras hyatti*

Слои с *Hemicryptocapsa djalilovi*

2. Известняки голубовато-серые, мелкодетритовые, глинистые, комковатые, содержащие комплекс радиолярий с *Hemicryptocapsa djalilovi* (табл. 1, гр. 5; фототабл. I). Мощность 12.0 м.

3. Известняки светло-серые, мелкодетритовые, глинистые, тонкоплитчатые, в кровле с ходами илоедов, в нижней части слоя встречаются остатки аммо-



Положение изученных разрезов.

нитов – *Didymoceras schloenbachii* (Favre). В средней части – *Nostoceras hyatti* Stephenson, *Agerostrea falcata* (Mort.), *Agerostrea* sp., отпечатки *Inoceramus* sp. В кровле – *Inoceramus* sp., *Nostoceras hyatti* Stephenson. Содержится комплекс радиолярий с *Hemicryptocapsa djalilovi* (табл. 1, гр. 5; фототабл. I). Мощность 13.0 м.

4. Закрыто. Мощность 9.0 м.

5. Известняки серые, глинистые, устричные. В нижней части встречаются зерна глауконита, фосфоритовые стяжения, ходы илоедов, ядра двустворчатых моллюсков. Имеется значительно обедненный радиоляриевый комплекс с *Hemicryptocapsa djalilovi* (табл. 1, гр. 5). Мощность 10.3 м. Мощность нижнего маастрихта 44.3 м.

#### Верхний маастрихт

6. Известняки доломитизированные, светло-серые, с зернами глауконита в кровле. Мощность 5.0 м.

7. Известняки серые, кавернозные, с мелкими зернами фосфорита. Мощность 2.0 м.

8. Доломиты белые, мучнистые, кавернозные, с пологими формами выветривания. Мощность 2.2 м.

9. Известняки серые, кавернозные, с зернами фосфорита. Мощность 1.8 м.

10. Доломиты белые, мучнистые, рыхлые, образуют промоины в рельефе. Мощность 2.5 м.

11. Известняки серые, кавернозные, с зернами фосфорита, линзой (0.3 м) ракушечника, состоящего из обломанных створок *Rusnodonte vesiculare* (Lam.). В шлифах видны остатки крупных фораминифер очень плохой сохранности. Встречены единичные радиолярии: *Orbiculiforma* cf. *volgensis* (Lipm.), *Orb.* cf. *renillaeformis* (Campbell et Clark), *Sethocapsa* cf. *nobilis* Tan Sin Hok, *Theosampe* ex gr. *Subtilis Squinabol*, *Amphipyndax* sp., *Holocryptocapsa* sp. 1 (табл. 1, гр. 8; фототабл. II). Мощность 2.3 м.

12. Известняки доломитизированные, с зернами фосфорита и глауконита. Мощность 1.6 м.

13. Известняки светло-серые, доломитизированные, крепкие, с зернами глауконита. В верхней приконтактной части слоя (0.6 м) встречаются ядра двустворчатых моллюсков. Мощность 10.0 м.

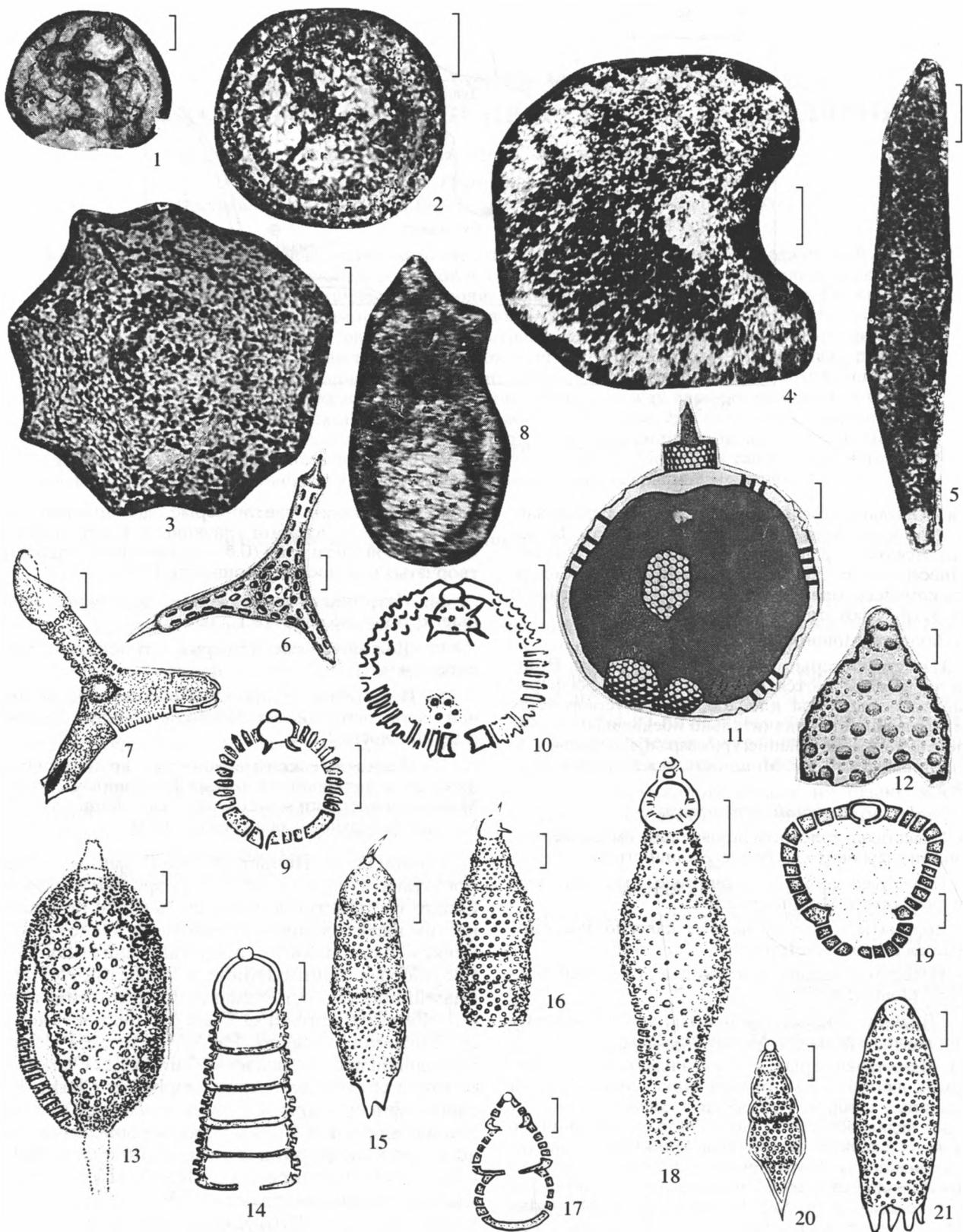
14. Известняки светло-серые, доломитизированные, крепкие. Мощность 1.5 м.

15. Доломиты светло-серые, мучнистые. Мощность 2.4 м.

16. Известняки органогенно-обломочные, в верхней части состоящие из обломков рудистов *Radiolidae*. Мощность 2.1 м.

17. Известняки желтовато-серые, крупнокристаллические, с включением мелких фосфоритовых зерен. Местами известняки мелкозернистые. Мощность 1.1 м. Мощность верхнего маастрихта 34.5 м.

Комплекс с *Hemicryptocapsa djalilovi* более представлен в слоях 2, 3 разреза Булакдашт. Около трети встреченных здесь видов не известны из нижележащих горизонтов. Основу комплекса составляют представители семейств *Eucyrtidiidae*, *Williriedellidae*. Отсюда определены: *Phaseliforma* cf. *laxa* Pessagno, *Orbiculiforma* cf. *renillaeformis* (Campbell et Clark), *Patulibracchium* ex gr. *Taliaferroi* Pessagno, *Pat.* cf. *teslaense* Pessagno, *Stichopilidium* ex gr. *teslaense* Campbell et Clark, *?Stichocapsa* cf. *livermorensis* (Campbell et Clark), *Dianthocapsa* cf. *granti* (Campbell et Clark), *D.* cf. *amphora* (Campbell et Clark), которые описаны из маастрихта Калифорнии (Pessagno, 1971; Campbell et Clark, 1944). Позднее Е.А. Пеанье включил их в маастрихтский комплекс с *Orbiculiforma renillaeformis* (Pessagno, 1976) Калифорнийского побережья Северной Америки. *Patulibracchium taliaferroi* и *P. teslaense* известны из подзоны *Patulibracchium dickensoni* (самые верхи кампана), но не исключают



ются их находки и в маастрихте (Pessagno, 1971). *Stichomitra asymbatos* (Foreman), *Cryptocapsa asymmetros* (Foreman), ?*Lophophaena polycyrtis* (Campbell et Clark), *Calyplocoryphe cransa* Foreman – описаны из верхнего маастрихта Калифорнии (Foreman, 1968) и указываются из маастрихта восточной (рейс 41, скв. 369А) и юго-западной (рейс 17) Атлантики (Foreman, 1977, 1978). *Clathrocyclas tintinabulum* (Grig.) описан из маастрихта Урала и Зауралья (Григорьева, 1975). В.С. Вишневецкая и Л.И. Казинцова указывают его как вид-индекс для маастрихта центральных районов России (Kasinzova, Vishnevskaja, 1988). *Tetracapsa inflata* (Squinabol), *Theocampe subtilis* Squinabol, *Eucyrtis micropora* Squinabol, *Sethocapsa pomum* Squinabol описаны из сенона Сицилии: *Gongylothorax cephalocyrtis* (Tan Sin Hok), *Cyrtocapsa houwi* Tan Sin Hok, *Hemicryptocapsa pseudopiluta* (Tan Sin Hok), *Sethocapsa nobilis* Tan Sin Hok описаны из сенона о-ва Ява (Индонезия). Все перечисленные виды в Таджикской депрессии ниже маастрихтских отложений не встречены (таблица).

Смена комплексов *Gongylothorax tadjikistanensis* (верхний кампан) и *Hemicryptocapsa djalilovi* совпадает с границей кампана и маастрихта. Данный рубеж отличается появлением видов: *Patulibracchium ex gr. taliaferroi*, *Orbiculiforma cf. sacramentoensis*, *Phaseliforma cf. laxa*, ?*Lophophaena cf. polycyrtis*, *Calyplocoryphe cf. cransa*, ?*Stichocapsa cf. livemorensis* и др. Этот интервал отличается появлением в большом количестве экземпляров *Gongylothorax tadjikistanensis var. spongia* Goltman, первое появление особой которого отмечается чуть ниже, совместно с основным видом, а также *Holocryptocapsium sp.* (Гольтман, 1981, 1984), сходные экземпляры которого приводятся в работе Клинга по кампану Марианской впадины (рейс 60 ст. 461) юго-востока Пацифики (Kling, 1982, pl. 6, f. 9).

На этом рубеже отмечается последнее присутствие *Amphibrachium sibiricum* Gorbovetz, *Phaeneliforma cf. carinata* Pessagno, *Excentropylomma cf. cen-*

*omana Dumitrica*, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. В, характерных для позднекампанского комплекса. Вид-индекс встречен в кровле слоя 2, т. е. несколько выше смены комплексов. В верхней части (слой 5) комплекс значительно обедняется и приближается по составу к таковому из разреза Булгари.

Совместно с остатками радиолярий комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi* встречены аммониты *Didymoceras schloenbachi* (Favre) и *Nostoceras hyatti* Stephenson (Хакимов, 1990, 1998). В разрезе Булакдашт интервал распространения комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi* совпадает с зоной *Nostoceras hyatti*, установленной Ф.Х. Хакимовым в Кафирниганском районе Бухаротаджикского региона (Хакимов, 1998).

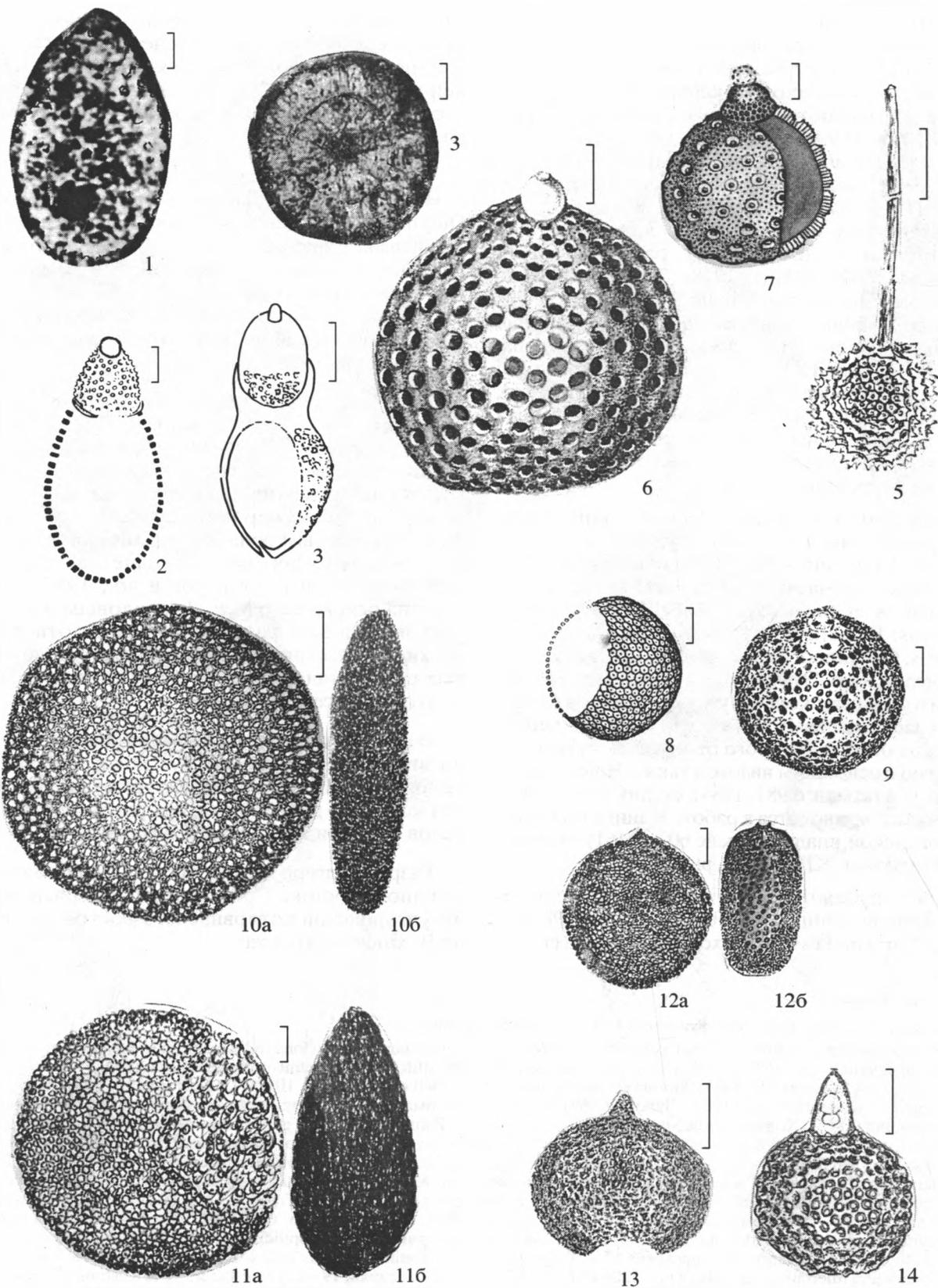
При совместном с авторами статьи полевом описании М.Р. Джалиловым и В.С. Бабаевой (стратиграфия, литология) отмечена идентичность вещественного состава слоев 6–17 разреза Булакдашт с верхнемаастрихтскими отложениями в разрезе Акджар (хр. Аруктау). В последнем А.А. Ашуровым описан позднемаастрихтский комплекс фораминифер с *Siderolites calcitrapoides* – *Orbitoides apiculata* (Ашуров и др., 1987, с. 523–526), на основе чего М.Р. Джалиловым и В.С. Бабаевой слои 6–17 разреза Булакдашт отнесены к верхнему маастрихту. Граница между мелом и палеогеном устанавливается выше слоев с остатками рудистов сем. *Radilites*.

В слое 11 остатки радиолярий очень редки, но по видовому составу они близки к комплексу с *Cenosphaera micropora* – *Holocryptocapsa sp. 1*, анализ которого дается ниже, при рассмотрении разрезов Булгари и Верхний Хирманжоу.

Разрез Булгари является опорным для Вахшского района востока Средней Азии. Он расположен в Булгаринской котловине юго-восточного склона Вахшского хребта.

Таблица 1. Нижний маастрихт. Комплекс с *Hemicryptocapsa djalilovi*

1 – *Hemicryptocapsa djalilovi* Goltman; сечение, шл. 8/45, хр. Актау западный; 2 – *Gongylothorax tadjikistanensis var. spongia* Goltman; сечение, шл. 10371/49, Булгари, хр. Вахшский; 3 – *Orbiculiforma cf. sacramentoensis* Pessagno; шл. 21864/57, Булакдашт, хр. Сарсаряк; 4 – *Orbiculiforma cf. renillaeformis* (Campbell et Clark); шл. 10371/43, Булгари, хр. Вахшский; 5 – *Spongurus cf. occidentalis* Campbell et Clark; шл. 99/132, Верхний Хирманжоу, хр. Хозретиши; 6 – *Paronaella aff. venadoensis* Pessagno; шл. 28/70, Ходжабастан, хр. Каратау (северный); 7 – *Patulibracchium ex gr. teslaense* Pessagno; шл. 218/59, Булакдашт, хр. Сарсаряк; 8 – ?*Acidnomelos ex gr. laevis* Petrushevskaya; шл. 61/8, хр. Чалтау; 9 – *Hemicryptocapsa ex gr. pseudopiluta* (Tan Sin Hok); шл. 102/61, Верхний Хирманжоу, хр. Хозретиши; 10 – *Holocryptocapsa sp.*; шл. 22064/68, Булакдашт, хр. Сарсаряк; 11 – *Sethocapsa cf. pomum* Squinabol; шл. 8268/42, Дарбазакам, хр. Арыктау; 12 – *Clathrocyclas tintinabulum* (Grigorjeva); шл. 765/36, хр. Актау; 13 – ?*Archicorys cf. alodarge* Foreman; шл. 8368/433, Дарбазакам, хр. Апыктау; 14 – *Stichocapsa cf. manifesta* Foreman; шл. 21864/61, Булакдашт, хр. Сарсаряк; 15 – ?*Lophophaena ex gr. polycyrtis* (Campbell et Clark); шл. 21864/55, Булакдашт, хр. Сарсаряк; 16 – *Stichopilidium cf. teslaense* Campbell et Clark; шл. 21864/61, Булакдашт, хр. Сарсаряк; 17 – *Tetracapsa inflata* (Squinabol); шл. 21864/62, хр. Сарсаряк; 18 – *Eucyrtis* (cf. *Stichomitra micropora* Squinabol); шл. 22064/68, Булакдашт, хр. Сарсаряк; 19 – *Cryptocapsa tricyclia* Rust; шл. 21864/59, Булакдашт, хр. Сарсаряк; 20 – ?*Stichocapsa ex gr. livemorensis* Campbell et Clark; шл. 21864/59, Булакдашт, хр. Сарсаряк; 21 – *Cryptocapsa ex gr. asymmetros* Foreman; шл. 10371/33, Булгари, хр. Вахшский. Одиная масштабная линейка равняется 20 мкм, двойная – 50 мкм. Увел. фиг. 1, 6, 7, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 19, 20, 21 – 300 мкм; фиг. 3, 4, 5, 8, 18 – 200 мкм; фиг. 2, 9, 10 – 600 мкм.



**Кампан**

**Верхний кампан** (верхняя часть)

*Слои с Gongylothorax tadjikistanensis* (верхняя часть)

1. Известняки светло-серые, глинистые, мелкодетритовые, с редкими гипсовыми конкрециями, остатками двустворчатых моллюсков, брахиопод, мшанок. Встречены остатки радиолярий комплекса с *Gongylothorax tadjikistanensis* (табл. 1, гр. 5). Мощность 10.9 м.

2. Глины зеленовато-серые, карбонатные. Мощность 4.2 м.

**Маастрихт**

**Нижний маастрихт**

*Слои с Hemicryptocapsa djalilovi*

3. Известняки серые, глинистые, детритовые, с остатками двустворчатых моллюсков, брахиопод, мшанок, единичных *Sulcoperculina* sp. Встречены остатки радиолярий комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi* (фототабл. I; табл. 1, гр. 6). Мощность 5.1 м.

4. Известняки зеленовато-серые, песчанистые, детритовые, с линзовидными прослоями ракушечников, состоящих из остатков брахиопод, двустворчатых моллюсков, мшанок. Из мелкодетритовых разностей установлены остатки радиолярий комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi*, а из крупнодетритовых – раковинки крупных фораминифер *Davisinia primitiva* Hofker, *Orbitoides* sp., *Textullaria* sp. (фототабл. I; табл. 1, гр. 6). Мощность 5.2 м.

5. Известняки светло-серые, массивные, детритовые с прослоями устричника, состоящего из раковин *Rupnodonte vesiculare* (Lam.). Встречаются остатки многочисленных радиолярий комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi* и крупных фораминифер *Daxisinia primitiva*, *Nemkovites darwasensis* (Ashurov), *Siderolites douvillei* Abrard, *Miscellina* sp., *Sulcoperculina* sp. Верхние 4 м бедны остатками радиолярий. Установлены редкие радиолярии: *Dorysphaera* cf. *armenica* Kasinzova, *Dorysphaera* sp., *Orbiculiforma* cf. *volgensis*, Orb. ex gr. *cachensis* Pessagno, *Cavaspongia* cf. *viminea* Goltman, *Spongodiscus minima* Goltman, *Gongylothorax tadjikistanensis* var. *spongia*, Gong. cf. *cephalocrypta* (Tan Sin Hok), *Hemicryptocapsa* cf. *djalilovi* Goltman, *Holocryptocanium* sp., *Cryptamphorella* ex gr. *challengeri* Schaaf, а также крупные фораминиферы *Sulcoperculina dickersoni* (Palmer), *Sulc. Globosa* Cizaurt, *Davisinia primitiva*, *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Lep. Minima* (Douvillei), *Nummulites darwasensis* (Ashurov), *Orbitoides* sp. 1, Orb. sp., *Pseudoorbitoides* sp. Мощность 16.0 м.

6. Известняки светло-серые, глинистые, детритовые с малочисленными остатками радиолярий: *Orbiculiforma* cf. *volgensis*, *Gongylothorax tadjikistanensis* var. *spongia*. Крупные фораминиферы *Sulcoperculina dickersoni*, *Sulc. Globosa*, *Sulc. sp.*, *Orbitoides* sp. 1, Orb. sp., *Pseudoorbitoides*. Мощность 8.5 м.

7. Известняки светло-серые, желтоватые, кавернозные, с ядрами мелких двустворчатых моллюсков. Мощность 2.0 м. Мощность нижнего маастрихта 35.8 м.

**Верхний маастрихт**

*Слои с Siderolites calcitrapoides – Orbitoides spiculata*

8. Известняки светло-серые, массивные, детритовые. В шлифах срезы колоний мшанок, кораллов, водорослей. Встречены остатки крупных фораминифер: *Sulcoperculina dickersoni*, *Sulc. globosa*, *Orbitoides media* (d'Arch.), Orb. *apiculata* Schlumberger, Orb. *tissoti* Schlumb., *Lepidorbitoides* ex gr. *mammilata* (Schlumb.), *Pseudoorbitoides vidali* (Douvillei), *Nemkovites akdjarensis*. Мощность 22.0 м.

9. Известняки светло-серые, детритовые, наблюдаются срезы водорослей, мелких двустворчатых моллюсков. Единичные *Orbitoides* sp. Мощность 10.0 м.

10. Известняки светло-серые, крупнодетритовые с остатками *Sulcoperculina dickersoni*, *Sulc. globosa*, *Orbitoides media*, Orb. *tadjikistanensis* Ashurov, Orb. sp., *Pseudoorbitoides* sp., *Omphalocyclus* sp., *Davisinia* sp. Мощность 15.0 м.

11. Известняки светло-серые, массивные мелкодетритовые с редкими *Sulcoperculina* sp., *Orbitoides* sp. В верхних трех метрах остатки радиолярий *Cenosphaera micropora* (Cayeux), *Dorysphaera longoacantha* Goltman, *Spongodiscus maximus* Lipman, *Holocryptocapsa* sp. Мощность 16.0 м.

12. Известняки светло-серые, массивные, детритовые с остатками фораминифер: *Sulcoperculina dickersoni*, *Sulc. dickersoni vermunti* (Tiad.), *Sulc. sp.*, *Orbitoides apiculata*, *Pseudocorbitoides* sp., *Pseudosiderolites vidali*, *Pseudosidbrolites* sp., *Nemkovites djalilovi* Ashurov, *N. akdjarensis* Ashurov, *Nummulites* sp., *Miscellina* sp. В нижних двух метрах остатки радиолярий *Cenosphaera micropora*, *Dorysphaera longoacantha*, *Spongodiscus maximus*, *Holocryptocapsa* sp. (табл. 1, гр. 9; фототабл. II). Мощность 15 м.

13. Известняки светло-серые, мелкодетритовые с остатками радиолярий *Spongodiscus minima*, Sp. *maximus*, *Holocryptocapsa* sp. 1. Мощность 2.0 м.

14. Известняки светло-серые, крупнодетритовые, срезы мшанок, водорослей. Мощность 7.3 м.

**Таблица II. Верхний маастрихт. Комплекс с Diacanthocapsa**

1 – *Diacanthocapsa* cf. *ancus* (Foreman); шл. 10371/36, Булгария, хр. Вахшский; 2 – *Diacanthocapsa* cf. *teren* (Foreman); шл. 22064/72, Булакдашт, хр. Сарсаряк; 3 – *Diacanthocapsa* ex gr. *ovideea* Dumitrica; шл. 109/195, Верхний Хирманжоу, хр. Хозретиши; 4 – *Diploplegma bacciforma* Tschedia; шл. 10/50, хр. Актау западный; 5 – *Dorysphaera longoacantha* Goltman; шл. 109/193, Верхний Хирманжоу, хр. Хозретиши; 6 – *Sethocapsa* cf. *nobilis* Tan Sin Hok; препарат ЭЛ 2235, Зидды, хр. Гиссарский; 7 – *Tetracapsa* sp. (ex gr. *Stichocapsa haltaensis* Aliev); шл. 109/193, Верхний Хирманжоу, хр. Хозретиши. Комплекс с *Cenosphaera micropora* – *Holocryptocapsa* sp. 1. 8 – *Cenosphaera micropora* Cayeux; шл. 107/190, Верхний Хирманжоу, хр. Хозретиши; 9 – *Holocryptocapsa* sp.; 10 – *Spongodiscus maximus* Lipman: 10а – вид сверху, 10б – вид сбоку, шл. 10671/Булгария, хр. Вахшский; 11 – *Orbiculiforma* cf. *volgensis* (Lipman): 11а – вид сверху, 11б – вид сбоку, препарат ЭЛ 2014, обр. 2911, Балахана; 12 – *Spongodiscus minima* Goltman: 12а – вид сверху, 12б – вид сбоку, препарат ЭЛ 928, обр. 8/199, Алчасай; 13 – *Dicyoscephalus* cf. *cayeuxi* Squinabol; шл. 14/19, Кабутак, хр. Хозретиши; 14 – *Squinabollum* cf. *fossilis* (Squinabol); шл. 99/142, Верхний Хирманжоу, хр. Хозретиши. Одинарная масштабная линейка равняется 20 мкм, двойная – 50 мкм. Увел. фиг. 1, 2, 4, 7, 8, 9, 11, 12 – 300 мкм; фиг. 3, 6, 10 – 200 мкм; фиг. 5, 13, 14 – 600 мкм.

Таблица 1. Распределение радиоляриевой фауны в верхнекампанских и отложениях востока Таджикской депрессии

Виды радиолярий	Распределение радиолярий по разрезу		Gongylothorax tadjikistanensis			Hemicryptocapsa djalilovi			Cenosphaera micropora-Holocryptocapsa sp. 1			Diacanthocapsa		
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cenosphaera aff. euganea</i> Squinabol	—													
<i>Prunobrachium cf. articulatum</i> (Lipman)	—													
<i>P. cf. crassum</i> (Lipman)		—												
<i>Spongoacanthus cf. horridus</i> Squinabol	—													
<i>Amphibrachium cf. mucronatum</i> Lipman	—													
<i>Parvicuspis cf. shastaensis</i> Pessagno	—													
<i>Cenodiscus macroporus</i> Goltman	—													
<i>Spongodiscus cf. orbis</i> Campbell et Cralk	—													
<i>Alievium atypicum</i> Goltman	—													
<i>Sethodiscus priscus</i> Goltman	—													
<i>Euchitonia cf. triradiata</i> Lipman		—												
<i>Rhopalastrum cf. dalpiasi</i> Squinabol	—													
<i>Patulibracchium cf. californiensis</i> Pessagno	—													
<i>Patulibracchium sp. B</i>	—													
<i>Dictyastrum sp.</i>	—													
<i>Crucella cf. latum</i> (Lipman)	—													
<i>Gongylothorax tadjikistanensis</i> Goltman	—													
<i>G. cf. verbeeki</i> (Tan)	—													
<i>Lithostrobus cf. rostovzevi</i> Lipman	—													
<i>Stichocapsa ex gr. japonica</i> Yao	—													
<i>Eucyrtis (cf. Lithocampe fusiformis)</i> Hinde	—													
<i>Spondocapsula ex gr. palmerae</i> Pessagno	—													
<i>S. cf. samoraensis</i> Pessagno	—													
<i>Spirocapsa cf. holospiralis</i> (Rüst)	—													
<i>Sethocapsa aff. martini</i> Tan	—													
<i>Stichomitra cf. manifesta</i> Foreman	—													
<i>Hemicryptocapsa sp. 1</i>	—													
<i>H. verrucata</i> Goltman	—													
<i>Becoma ex gr. pidarfensis</i> Riedel et Sanfillipo	—													
<i>Ectonocorys cf. blanchae</i> (Camp. et Cl.)	—													
<i>Diacanthocapsa cf. galeata</i> Dumitrica	—													

Таблица 1. Продолжение

Виды радиолярий	Распределение радиолярий по разрезу			Gongylothorax tadjikistanensis			Hemicryptocapsa djalilovi			Cenosphaera micropora-Holocryptocapsa sp. 1			Diacanthocapsa			
D. cf. umbilicata Dumitrica																
Holocryptocapsa cf. fallax Tan																
Zhamoidellum demissicium Goltman																
Tricolocapsa cf. triangularis Tan																
Theocapsa sp.																
Zanola sp.																
Amphibrachium sibiricum Gorbovetz																
A. spongiosum Lipman																
A. cf. issele Squinabol																
Phaseliforma cf. carinata Pessagno																
Ph. foremanae Goltman																
Cavaspongia cf. viminea Goltman																
Rhopalastrum cf. retusum Rüst																
Patulibracchium cf. lawsoni Pessagno																
P. ex gr. delvallensis Pessagno																
Patulibracchium sp. A																
Foremanella cf. diamphidia (Foreman)																
Crucella crux (Lipman)																
C. cf. aster (Lipman)																
Clathrocyclas cf. tintinabulum (Grig.)																
Amphipyndax stocki (Campbell et Clark) var. B																
Novixitus sp. B																
Excentropylomma cf. cenomana Dumitrica																
Cryptocapsa singularis Goltman																
Hemicryptocapsa cf. simplex Dumitrica																
Stylocapsa cf. hastellata Tan																
Holocryptocanium cf. japonicum Nakaseko et Nishimura																
Homeoarchicorys cf. eiformigum Empson-Morin																
Cryptamphorella cf. sphaerica (White)																
C. cf. challengeri Schaaf																
Zhamoidellum parvipora var. α (Tan)																

Таблица 1. Продолжение

Виды радиолярий	Распределение радиолярий по разрезу			Hemicryptocapsa djalilovi			Cenosphaera micropora-Holocryptocapsa sp. 1			Diacanthocapsa			
	Gongylothorax tadjikistanensis												
Stephoidea gen. et sp. ind.													
Gongylothorax tadjikistanensis spongia Goltman													
Holocryptocanium sp. 1													
Dorysphaera cf. armenica Kasinzova													
Ditrabs cf. clavatum (Rüst)													
Hemicryptocapsa djalilovi Goltman													
Phaseliforma cf. laxa Pessagno													
Spongurus cf. occidentalis Campbell et Clark													
Orbiculiforma cf. sacramentoensis Pessagno													
O. cf. renikkaeformis (Campbell et Clark)													
Porodiscus cf. vulgaris Lipman													
Patulibracchium ex gr. taliaferroi Pessagno													
P. cf. teslaensis Pessagno													
Foremanella cf. hipposidericus (Foreman)													
Dicolocapsa sp. 1													
Bullacapsula cf. schirkentica (Goltman)													
Gongylothorax cf. cephalocrypta (Tan)													
G. cf. sifonifer Dumitrica													
?Lophophaena cf. polycyrtis (Campbell et Clark)													
Calyplocoryphe cf. cranaa Foreman													
Gongylothorax cf. prunum Dumitrica													
Cryptocapsa tricyclia Rüst													
C. ex gr. asymmetros Foreman													
Diacanthocapsa cf. granti (Campbell et Clark)													
Carpocanium sp.													
Theocapsa sp.													
Theocapsa ex gr. salillum Foreman													
Theocapsa inflata (Squinabol)													
Cyrtocapsa cf. houwi Tan													
Acidnomelos ex gr. laevis Petrushevskaya													
Stichopilidium cf. teslaense Camp. et Clark													

Таблица 1. Окончание

Виды радиолярий	Распределение радиолярий по разрезу			Gongylothorax tadjikistanensis			Hemicryptocapsa djalilovi			Cenosphaera micropora-Holocryptocapsa sp. 1			Diacanthocapsa			
Cornucapsula sp. 1																
Spongocapsula cf. preampla (Rüst)																
Stichomitra cf. asymbatos (Foreman)																
Theocampe cf. elata Tan																
T. ex gr. subtilis Squinabol																
Hemicryptocapsa ex gr. pseudopilula (Tan)																
?Stichocapsa cf. livermorensis (Campbell et Clark)																
Eucyrtis cf. pantanelli (Rüst)																
Xiphoteca sp.																
Myllocercion sp.																
Protostichocapsa sp.																
Eucyrtis micropora Squinabol																
Cenosphaera micropora Cayeux																
Spongodiscus minima Goltman																
Orbiculiforma cf. volgensis (Lipman)																
Holocryptocapsa sp. 1																
Squinabollum cf. fossilis (Squinabol)																
Spongodiscus maximus Lipman																
Dorysphaera longoacantha Goltman																
Paronaella cf. venadoensis Pessagno																
Sethocapsa cf. nobilis Tan																
Dictyocephalus cf. cayeuxi (Squinabol)																
Amphipyndax sp.																
Tetracapsa sp. (cf. Stichocapsa haltaensis Aliev)																
Sethocapsa pomum Squinabol																
Diacanthocapsa cf. amphora Campbell et Clark																
D. ex gr. ovoidea Dumitrica																
D. cf. teren (Foreman)																
D. cf. ancus (Foreman)																
Diploplegma bacciforma Tchedia																

Примечание. Графы: 2, 5, 8, 11 – разрезы Булакдашт; 3, 6, 9, 12 – Булгари; 4, 7, 10, 13 – Верхний Хирманжоу.

15. Известняки светло-серые, крупнодетритовые в подошве, с многочисленными остатками *Rusnodonte vesiculare*, мшанок, веточек водорослей. Крупные фораминиферы: *Sullocperculina dickersoni*, Sulc. *globosa*, Sulc. *dickersoni vermunti*, *Orbitoides apiculata*, Orb. *tadjikistanensis*, Orb. sp., *Lockhardia roestae* (Visser), *Lepiorbitoides cf. minima*. В нижних 12 м встречены радиолярии комплекса *Cenosphaera micropora* – *Holocryptocapsa* sp. 1 (фототабл. II). Кроме видов-индексов встречены *Dorysphaera longoscantha*, *Orbiculiforma cf. volgensis*, *Porodiscus cf. vulgaris* Lipman, *Cryptamphorella ex gr. sphaerica*, *Holocryptocanium cf. japonicum* Nakaseko et Nishimura, *Clathrocyclas ex gr. tintinabulum* (табл. 1, гр. 9). В кровле встречены остатки рудистов. Мощность 20.2 м.

Отложения содержат комплекс с *Cenosphaera micropora* – *Holocryptocapsa* sp. 1 (слои 11–15). Их мощность 36.3 м. Мощность слоев с *Siderolites calcitrapoides* – *Orbitoides apiculata* – 107.5 м.

*Clou с Biradiolites boldjuanensis*

16. Известняки в подошве светло-серые, выше розовые, с многочисленными остатками рудистов в нижней части (Н.Н. Бобкова) *Biradiolites boldjuanensis* Bobkova, Bir. cf. *lameracensis* Toucas, *Lapeirousia boldjuanensis* Bobkova, *Praeradiolites simakovi* Bobkova. М.Р. Джалилов (1971) указывает на находки *Biradiolites boldjuanensis* Bobkova, *Orbignia ex gr. vlasovi* Bobkova. Остатки радиолярий найдены в подошве слоя *Cenosphaera cf. micropora*, *Cryptamphorella* sp., *Orbiculiforma cf. volgensis*, *Gongylothorax* sp., *Clathrocyclas ex gr. tintinabulum*, *Porodiscus cf. vulgaris*, *Hemicryptocapsa* sp. 1, *Tetracapsa* sp. (cf. *Stichocapsa haltaensis* Aliev). Видовой состав радиолярий близок к таковому новому комплексу с *Cenosphaera micropora* – *Holocryptocapsa* sp. 1 (табл. 1, гр. 9; фототабл. II). Мощность 10.7 м.

17. Известняки розоватые с коричневыми пятнами, крепкие, плитчатые. Встречены остатки двустворчатых моллюсков *Rusnodonte vesiculare*, *Inoceramus* sp. ind., *Pholadomya* sp. und., *Tellina* sp. ind. Мощность 1.1 м.

18. Известняки светло-серые, массивные, с двумя прослоями детритных известняков. Встречены остатки устриц *Rusnodonte vesiculare*, *Seratosytreen spinosum* Math. Мощность 2.5 м. Стратиграфически выше закрыто осыпью. Мощность слоев с *Biradiolites boldjuanensis* 14.3 м. Мощность верхнего маастрихта 121.6 м. Мощность маастрихта 156.6 м.

В разрезе Булгари видовой состав комплексов с *Hemicryptocapsa djalilovi* значительно беднее, чем в разрезе Булакташ. Кроме вид-индекса, здесь встречены виды комплекса *Spongurus occidentalis*, *Orbiculiforma cf. renillaeformis*, Orb. cf. *cachensis*, *Porodiscus cf. vulgaris*, *Dicolocapsa* sp. 1, *Dorysphaera cf. armenica*, *Patulibracchium cf. teslaense*, *Pseudoaulophacus cf. pargueraensis* Pessagno, *Paronella cf. venadoensis* Pessagno, *Gongylothorax cf. cephalocrypta*, *Sethocapsa aff. nobilis*, Sath. *Pomum*, *Theocampe ex gr. salilum* Foreman, *Eucyrtis ex gr. fusiformis* Hinde, *Clathrocyclas cf. tintinabulum*, ?*Acidnomelos cf. laevis* Petrushevskaja, *Squinabollum fossilis* (Squinabol), *Archicorys cf. alladarpe* Foreman, *Homeoarchicorys cf. eiformigum* Empson-Morin (табл. 1, гр. 9; фототабл. I). Распространение

большинства из них рассмотрено выше при анализе радиоляриевых комплексов разреза Булакташ. Вид *Theocampe salilum* описан из кампанских отложений Пацифики, но достаточно широко распространен в кампане и маастрихте Пацифики и юго-западе Атлантики (рейс 32, рейс 60, ст. 452) (Kling, 1982; Foreman, 1977, 1978). *Novixitus* sp. упоминается из кампана Австрии, *Homeoarchicorys eiformigum* – ст. 313 Пацифики, *Acidnomelos laevis* – верхнего кампана-маастрихта юго-востока Пацифики (рейс 21, ст. 275) (Петрушевская, 1977), ?*Archicorys alladarpe* – верхнего маастрихта Калифорнийского побережья Америки (Foreman, 1968). Интервал смены комплекса с *Gongylothorax tadjikistanensis* отмечен исчезновением многих характерных видов (табл. 1) верхнего кампана и появлением таких характерных видов комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi*, как *Patulibracchium cf. teslaense*, *Pseudoaulophacus cf. pargueraensis*, многочисленных экземпляров *Gongylothorax tadjikistanensis* *spongia*, *Eucyrtis ex gr. fusiformis* и других. Отмечено последнее появление *Amphibrachium sibiricum*, *Amph. Spongiosum*, *Phaseliforma cf. carinata*, *Phas. Foremanae* Goltman, *Crucella cf. aster* (Lipman). Значительно увеличивается количество особей *Cryptamphorella cf. challengerii* Schaaf. В разрезе Булгари в комплексе с *Hemicryptocapsa djalilovi* преобладают виды семейства *Eucyrtidae*, представителей семейства *Williriedellidae* также достаточно многочисленны. В верхней части слоев с *Hemicryptocapsa djalilovi* его видовой состав значительно обедняется. Сокращение это совпадает с появлением крупных фораминифер и в кровле (слой 7) остатки радиолярий исчезают. В массивных известняках (слои 8–15) становятся многочисленными фораминиферы комплекса *Siderolites calcitrapoides* – *Orbitoides apiculata*, определения которых произведены А.А. Ашуровым по сборам Э.В. Гольтман. Как и в разрезе Акджар (Ашуров и др.), здесь намечается несколько горизонтов с остатками крупных фораминифер.

В средней части верхнемаастрихтских отложений встречаются радиолярии, описанные в настоящей работе как комплекс с *Cenosphaera micropora* – *Holocryptocapsa* sp. 1. В более ранней работе Э.В. Гольтман (1988) описывала их как часть “в” комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi*. Но значительное видовое отличие между этими частями и разный возраст позволяют установить самостоятельный комплекс радиолярий (фототабл. II).

Многие виды известны из нижележащих отложений. Отличительной особенностью является преобладание таких видов, как *Cenosphaera micropora*, *Holocryptocapsa* sp. 1, *Spongodiscus minima*, *Orbiculiforma cf. volgensis*. Кроме перечисленных в рассматриваемом интервале разреза Булгари обнаружены *Spongodiscus maximus*, *Sethocapsa pomum*, *Amphipyndax* sp., *Tetracapsa* sp. (cf. *Stichocapsa haltaensis*), *Sethocapsa cf. nobilis*, *Squinabollum cf.*

fossilis, Dictiocephalus cf. sayeuxi. Holocryptocapsa sp. 1 указывается из кампана юго-востока Пацифики (Renz, 1977; Kling, 1982), Cenospaera micropora (кампан Бельгии), Spongodiscus maximus известен из сантона и маастрихта Русской платформы, Dictiocephalus sayeuxi, Sponabollum fossilis описаны из сенона Сицилии. Нахождение комплекса с Cenospaera micropora – Holocryptocapsa sp. 1 в верхах слоев с Siderolites calcitrapoides – Orbitoides apiculata позволяет говорить о позднемаастрихтском возрасте вмещающих пород (Ашууров и др., 1987; Ашууров, 1991).

Близкий по составу комплекс видов обнаружен в разрезе Булакдашт (табл. 1), в котором радиоляриевый комплекс с Cenospaera micropora – Holocryptocapsa sp. 1 также отнесен к верхнему маастрихту (табл. 1, гр. 8).

Разрез верхний Хирманжоу расположен в юго-восточной части хребта Хозретиши. Здесь стратиграфически снизу вверх обнажаются:

### Кампан

*Верхний кампан* (верхняя часть)

*Слои с Gongylothorax tadjikistanensis*

1. Известняки светло-серые в основании глинистые, местами мелкодетритовые с зернами фосфорита и глауконита. Внизу обнаружены остатки двусторчатых моллюсков, кораллов (колонии до 1 м). Выше известняки становятся массивными, органогенно-обломочными, мшанковыми. Кровля с признаками размыва. Многочисленны и разнообразны остатки радиолярий, составляющие комплекс с Gongylothorax tadjikistanensis, встречены остатки крупных фораминифер Sulcoperculina globosa Cizancourt. Мощность слоя 30.0 м.

### Маастрихт

*Нижний маастрихт*

*Слои с Hemicryptocapsa djalilovi*

2. Известняки темно-серые, почти черные, глинистые, детритовые, с крупными раковинами устриц *Lophra* sp. в основании, а также многочисленными створками *Rusnodonte vesiculare*, составляющими линзы. Имеются панцири крупных морских ежей. Вверху известняки крупнодетритовые. Многочисленны остатки радиолярий комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi* (табл. 1, гр. 7; фототабл. I). Реже распространены раковины крупных фораминифер *Sulcoperculina dickersoni*, *Sulc. globosa*. Мощность 22.0 м.

3. Известняки розовато-серые, массивные, плотные, органогенные, обломочные, с многочисленными раковинами устриц *Rusnodonte vesiculare*, крупными колониями кораллов. Встречены представители радиоляриевого комплекса *Hemicryptocapsa djalilovi* (табл. 1, гр. 7), в кровле остатки крупных фораминифер *Sulcoperculina* sp., *Operculina* sp., *Nemkovites djalilovi*, *Nemk. Darvasensis* (Ashurov), *Orbitoides tissoti*, *Siderolites calcitrapoides* Lam., *Nummulites* sp. Мощность 8.3 м. Мощность нижнего маастрихта 30.3 м.

*Слои с Siderolites calcitrapoides – Orbitoides apiculata*

4. Известняки розовато-серые, массивные, органогенно-обломочные, с многочисленными раковинами

*Rusnodonte vesiculare*, редкими крупными колониями кораллов. В подошве – ожелезненная зона поверхности размыва с карманами заполнения до 5 см. В нижних 7-ми метрах встречены редкие остатки радиолярий *Spongodiscus minima*, *Bullacapsula* sp., *Syringocapsa* sp. В кровле встречены единичные *Dicolocapsa* sp. 1, *Hemicryptocapsa*, остатки крупных фораминифер *Sulcoperculina dickersoni*, *Sulc. globosa*, *Sulc. sp.*, *Orbitoides tadjikistanensis*, *Orb. apiculata*, *Nemkovites akdjarensis*, *Lockhardia roestae*, *Nummulites* sp., где *Orbitoides apiculata* встречен в подошве слоя. Мощность 20.0 м.

*Слои с Cenospaera micropora – Holocryptocapsa sp. 1*

5. Известняки розовато-серые, органогенно-обломочные, с крупными рудистами в основании слоя. В нижней трети в значительном количестве распространены раковины радиолярий *Cenospaera micropora*, *Spongodiscus minima*, реже *Orbiculiforma volgensis*, *Holocryptocapsa* sp. 1, *Dorysphaera* cf. *armenica*, *Porodiscus* cf. *vulgaris*, *Hemicryptocapsa* cf. *djalilovi*, *Sp. maximus*. В подошве слоя обнаружены *Sulcoperculina* sp., *Orbitoides apiculata* (табл. 1, гр. 10; фототабл. II). Мощность 10.0 м. Мощность слоев с *Cenospaera – Holocryptocapsa* sp. 1 – 10.0 м.

6. Известняки розовато-серые, органогенно-обломочные, в верхних 10 м с остатками *Sulcoperculina globosa*, *Sulc. dickersoni*, *Nemkovites djalilovi*. В 4-х м от кровли распространены многочисленные остатки рудистов, брахиопод. Мощность 21.5 м. Мощность слоев с *Siderolites calcitrapoides – Orbitoides apiculata* 51.5 м.

*Слои с Biradiolites boldjuanensis*

7. Гравелиты, лежащие на размывтой поверхности нижележащего слоя. Основная масса породы – органогенно-обломочный известняк, включающий раковины брахиопод, рудистов. Галька до 2 см, ее состав – красный кварцевый песчаник, включающий обломки изверженных пород. Мощность 10.0 м.

8. Известняки брекчированные, пятнистые, местами светлые, комковатые, с многочисленными обломками рудистов, реже – галькой палеозойских пород. Мощность 6.5 м.

9. Известняки коричневатые-серые, песчаные, с многочисленными зернами глауконита. Видна слабая косая слоистость. Мощность 3.3 м.

10. Известняки коричневатые-серые, органогенно-обломочные, мшанково-криноидные, крупнокристаллические, с частыми обломками рудистов и других двусторчатых моллюсков. Встречены редкие остатки радиолярий *Cenospaera micropora*, *Diploplegma bacciforma* Tochedia. Мощность 8.6 м.

*Слои с Diacanthocapsa*

11. Известняки кирпично-красные, рудистые. Н.Н. Бобкова (1974) из этой части разреза указывает на находки *Vasconites lamarcki* Bayle et Deuillei, *Orbignia simacovi* Pojarkova, *Or. vlasovi* Bobkova, *Biradiolites beldjuanensis* Bobkova и ряд других. Мощность 2.8 м.

12. Алевриты кирпично-красные, постепенно переходящие в кирпично-красные известняки с редкими рудистами. Мощность 1.2 м.

13. Алевриты известковистые, серые и кирпично-красные. Мощность 2.5 м.

В шлифах из известковистых алевролитов слоев 11, 12, 13 обнаружены остатки радиолярий *Cenosphaera micropora*, *Dorysphaera longoacantha*, *Diploplegma bacciforma*, *Tetracapsa* sp. (cf. *Stychocapsa haltaensis*), *Sethocapsa nobilis*, *Diacanthocapsa* cf. *ancus*, *D.* cf. *teren* (Foreman), *D.* cf. *amphora* (табл. 1, гр. 13; фототабл. II). Мощность слоев *Biradiolites boldjuanensis* 36.2 м.

Детальный анализ маастрихтских радиолярий и крупных фораминифер разреза Верхний Хирманжоу приведен в одной из предыдущих работ (Гольтман, Ашуров, 1989). Полученные новые материалы позволяют сделать некоторые уточнения. Комплекс с *Hemicryptocapsa djalilovi* сопоставим с таковым из разреза Булакдашт (табл. 1). Нижняя граница интервала данного комплекса определяется по появлению видов *Spongurus occidentalis*, *Spongodiscus maximus*, *Dorysphaera longoacantha*, *Sethocapsa pomum*, *Squinabollum fossilis*, значительным количеством экземпляров *Gongylothorax tadjikistanensis* var. *spongia* (подшошва слоя 2). Смена кампанского и маастрихтского комплексов совпадает с подошвой слоя 23, как указано в работе Э.В. Гольтман и А.А. Ашурова (1989). Для комплекса характерно также присутствие *Hemicryptocapsa djalilovi*, *Dorysphaera* cf. *armenica*, *Porodiscus* cf. *vulgaris*, *Por.* ex gr. *delicatus*, *Orbiculiforma* cf. *volgensis*, *Dicolocapsa* sp. 1, *Spongodiscus minima*, *Syringocapsa* sp., *Homeoarchicoris* cf. *eiformigum*, *Stylocapsa* cf. *hastellata*, *Holocryptocanium* sp. 1, *Diacanthocapsa* cf. *granti*, *Dictyocephalus* cf. *caueuxi* (табл. 1; фототабл. II). В комплексе преобладают виды семейства *Williriedellidae* и *Eucyrtiidae*, как и в более западных разрезах. Из упомянутых видов *Spongurus occidentalis*, *Diacanthocapsa granti* описаны из маастрихта побережья Калифорнии (США) (Campbell, Clark, 1944); *Homeoarchicorys eiformigum* кампана – маастрихта (ст. 31) Пацифики; *Holocryptocapsa* sp. 1 кампана Румынских Карпат (Dumitrika, 1971). Граница кампана и маастрихта отмечена последним появлением *Amphibrachium sibiricum*, *Amph.* *spongiosum*, *Crucella* cf. *aster*.

Таким образом, видовой состав комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi* и смена кампанского и маастрихтского комплексов в разрезе Верхний Хирманжоу идентичны более западным разрезам, несмотря на значительное обеднение комплекса.

Ранее М.Р. Джалилов (1963) по находкам брахиопод *Praeoneothyris subdepressa* (Stol.), *Pr.* *subovalis* Katz, известных из ланцеоловатой зоны нижнего маастрихта низовьев Амударьи, отнес мощную толщу известняков юго-западного Дарваза к нижнему маастрихту. Позже Джалилов (1971) выделил как, возможно, нижнемаастрихтскую местную зону с *Praeoneothyris subdepressa*, которая в разрезе Верхний Хирманжоу примерно соответствует слоям 3–7, что, вероятно, отвечает верхам слоев с *Hemicryptocapsa djalilovi* и слоям с *Sideroli-*

*tes calcitrapoides* – *Orbitoides spiculata*. Данный интервал соответствует части нижнего и верхнего маастрихта. Как и в разрезе Булгари, появление крупных фораминифер комплекса с *Siderolites calcitrapoides* – *Orbitoides spiculata*, комплекс радиолярий значительно беднее, вплоть до полного исчезновения. Видовой состав фораминифер был представлен ранее (Гольтман, Ашуров, 1989). Возраст комплекса с *Siderolites calcitrapoides* – *Orbitoides spiculata* определяется как позднемаастрихтский (Ашуров, 1991).

Следующий интервал с остатками радиолярий (слой 5), который соответствует слою 26 в работе Гольтман и Ашурова (1989), содержит комплекс с *Cenosphaera micropora* – *Holocryptocapsa* sp. 1. Для него свойственно преобладание *Cenosphaera micropora*, *Orbiculiforma* cf. *volgensis*, *Spongodiscus minima*. Находки *Holocryptocapsa* sp. 1, *Dorysphaera* cf. *armenica*, *Porodiscus* cf. *vulgaris*, *Gongylothorax tadjikistanensis* var. *spongia* единичны. В самых верхах распространения комплекса отмечено первое появление *Diacanthocapsa* cf. *teren*, *D.* cf. *ancus*, известные из верхнего маастрихта Калифорнийского побережья Америки и шельфа Восточной Атлантики (Foreman, 1968, 1978).

В кровле слоя 5 появляется значительное количество рудистов, встречающихся и выше – в слоях 9, 10, 11, 12. В этой части разреза Верхний Хирманжоу Н.Н. Бобковой (1974) приводится описание пятого горизонта с рудистами, в составе которого, наряду с раковинами гиппурид, в массовых количествах встречаются остатки *Biradiolites boldjuanensis* Bobkova. М.Р. Джалилов (1971) выделяет эту часть разреза в местную зону с *Biradiolites boldjuanensis*.

Из слоев 11, 12, 13 описаны редкие радиолярии *Cenosphaera micropora*, *Diploplegma bacciforma*, *Dorysphaera longoacantha*, *Tetracapsa* sp. (cf. *Stychocapsa haltaensis*), *Sethocapsa* cf. *nobilis*, *Diacanthocapsa* cf. *amphora*, *D.* cf. *teren* (табл. 1, гр. 13; фототабл. II). Следует отметить, что три последних вида впервые описаны из верхнего маастрихта Калифорнийского побережья Америки, а *Diacanthocapsa* cf. *teren* указывается также из верхнего маастрихта Восточной Атлантики (Foreman, 1968, 1978), *Diploplegma bacciforma* в массовых количествах встречается в палеоцене Таджикской депрессии (Чедия и др., 1971).

Таким образом, по результатам исследования радиолярий, аммонитов, крупных фораминифер устанавливается определенная смена комплексов различных групп фаун в разрезах восточной части Таджикской депрессии, включая юго-западный Дарваз (табл. 2).

Анализ радиоляриевых комплексов позволяет установить в пределах маастрихтского яруса рассматриваемого региона три уровня распространения представителей соответствующего класса ор-

ганизмов. Первый из них установлен в низах маастрихта – это комплекс с *Hemicryptocapsa djalilovi*. Смена видового состава радиолярий комплексов с *Gongylothorax tadjikistanensis* (верхний кампан) и *Hemicryptocapsa djalilovi*, как видно из табл. 1, достаточно четкая. Если “лицо” первого комплекса определяют виды спонгурид, эвхитонид, хагиастрид, а у населяющих достаточно многочисленны представители семейства *Williriedellidae*, то для второго характерно видовое разнообразие семейства *Eucyrtidae* (табл. 1). Виллириделиды менее разнообразны, хотя достаточно многочисленны. Характерными для комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi*, кроме вида-индекса, являются *Spongurus occidentalis*, *Orbiculiforma cf. sacramentoensis*, *Orb. renillaeformis*, *Patulibracchium cf. taliaferroi*, *Paronaella venadoensis*. Для комплекса характерно значительное количество экземпляров *Gongylothorax tadjikistanensis var. spongia*. У населяющих это – *Gongylothorax cf. cephalocrypta*, *Dicolocapsa sp. 1*, *?Lophophaena cf. polycyrtis*, *?Stichocapsa cf. livermorensis*, *Clathrocyclas tintinabulum*, *Archicorys cf. allodarbe*, *Acidnomelos ex gr. laevis*, *Diacanthocapsa cf. granti*, *Holocryptocapsa sp. 1* и ряд других (табл. 1, гр. 5, 6, 7; фототабл. I). Большинство вышеупомянутых видов известны из маастрихтских комплексов различных регионов или являются зональными. Так *Orbiculophorma renillaeformis* Е.А. Песаньо (Pessagno, 1976) предложен как зональный вид для Калифорнийского побережья Северной Америки, а *Clathrocyclas tintinabulum*, как зональный вид для Центральной России и о-ва Сахалин (Kasinzova, Vishnevskaja, 1988). Возраст комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi* контролируется его совместным нахождением с зональным видом аммонитов *Nostoceras hyatti* Stephenson, а также *Didymoceras schloenbachi* (Favre) в разрезе Булакдашт. По материалам Ф.Х. Хакимова, вид *Nostoceras hyatti* “отмечен из нижнего маастрихта Аквитанского бассейна, характеризующий горизонты (маастрихт) схемы Арне. Кроме того, вид указывается из нижнего маастрихта внутренних районов США, Анголы...” (Хакимов, 1998, с. 39). “*Didymoceras schloenbachi* (Favre) по вертикальному распространению охватывает белемнитовые зоны нижнего маастрихта *Belemnella lanceolata*, *B. pseudoobtusa*, *B. obtusa*” (Хакимов, 1998, с. 39). Таким образом, вертикальный диапазон распространения комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi* ограничен нижним маастрихтом. В пределах Таджикской депрессии комплекс с *Hemicryptocapsa djalilovi* встречен в разрезах центральной и восточной ее частей. На юго-западном Дарвазе вертикальный интервал его, видимо, соответствует нижним слоям местной зоны с *Præneothyris suldepressa* (Джалилов, 1963). В настоящей работе вопрос об интервале распространения комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi* специально не рассматривается. Описание разрезов в

Таблица 2. Соотношение биостратиграфических комплексов верхнего кампана и маастрихта юго-востока Таджикской депрессии

Ярус	Моллюски	Фораминиферы	Радиолярии
Маастрихт			<i>Cenosphaera micropora</i> – <i>Holocryptocapsa sp. 1</i>
	<i>Nostoceras hyatti</i>		<i>Hemicryptocapsa djalilovi</i>
Кампан	<i>Trachiscaphites pulchcerimus</i>		<i>Gondylothorax tadjikistanensis</i>
	<i>Hoplitoplacentceras marroti</i>		

центральной части депрессии (разрезы Актау западный, Акджар) с указанием видового состава комплекса приводится в одной публикации (Джалилов и др., 1988), где нижняя часть слоев, содержащих названный выше комплекс, отнесена к верхнему кампану.

Сопоставляя интервал распространения этого комплекса в разрезах Булакдашт и Актау западный, необходимо заметить, что в последнем нижняя граница намечается по появлению видов: *Orbiculiforma ex gr. renillaeformis*, *Spongodiscus minima*, *Tetracapsa cf. inflata*, значительным количеством особей *Gongylothorax tadjikistanensis var. spongia*, последним появлением *Histiastrum cf. aster*, *?Zhamoidellum demissicum*, *Hemicryptocapsa vetucata*. Этот интервал соответствует нижней части слоя 7. Вид-индекс, как и в более восточных разрезах, встречен несколько выше. Верхний интервал аналогичен разрезам Булгари и Верхний Хирманжоу и отмечен постепенным исчезновением радиолярий с появлением фораминифер комплекса с *Siderolites calcitrapoides* – *Orbitoides ariculata*, что отвечает слою 9 разреза Актау западный.

Таким образом, к слоям, содержащим комплекс с *Hemicryptocapsa djalilovi*, можно относить слои 7, 8, 9, описанные в работе (Джалилов и др., 1988, с. 12). В разрезе Акджар (хр. Аруктау) данному возрастному интервалу, вероятно, соответствует слой 9 (там же, с. 18). Учитывая выше сказанное, следует сделать вывод о том, что верхние слои даралитаусского горизонта разрезов центральной части Таджикской депрессии, содержащих комплекс с *Hemicryptocapsa djalilovi*, следует относить к нижнему маастрихту.

На востоке депрессии (разрезы Булгари, Верхний Хирманжоу) радиоляриевый комплекс сменяется комплексом крупных фораминифер с *Siderolites calcitrapodes* – *Orbitoides ariculata* (см. описание разрезов и табл. 2). В Булакдаште этой

части разреза соответствует чередование известняков и доломитов, синхронное таковому разрезу Акджар. А.А. Ашуров отмечает, что “в стратотипе маастрихта в Голландии *Siderolites calcitrapoides* Lam., *Omphalocyclus macroporus* (Lam.), *Orbitoides apiculata*, *O. Media Arhc*. Встречаются в зонах Mb, Mc, Md... и далее эти зоны соответствуют верхней части зоны *Belemnella junior* и нижней части зоны *Neoblemnella kasimireviensis* верхнего маастрихта” (Ашуров, 1991). На этом основании А.А. Ашуров (1991, с. 121) предлагает проводить границу между нижним и верхним маастрихтом по подошве слоев с крупными фораминиферами. При этом необходимо отметить, что во всех изученных разрезах с появлением крупных фораминифер нижнемаастрихтский комплекс радиолярий значительно обедняется и исчезает. Таким образом, в восточных разрезах наблюдается следующая смена комплексов: комплекс с *Congylothorax tadjikistanensis* (верхний кампан), сменяется комплексом с *Hemicryptocapsa djalilovi* (нижний маастрихт), а последний – комплексом крупных фораминифер с *Siderolites calcitrapodes* – *Orbitoides apiculata* (табл. 2).

Следующий интервал распространения радиолярий отмечен в средней части верхнего маастрихта (табл. 2) и совпадает с верхними горизонтами с крупными фораминиферами.

Ранее Э.В. Гольтман (1988) радиолярии из этой части разреза описывала как часть “в” комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi*. Но значительный разрыв между находками таковых в разрезе, своеобразии набора видов, составляющих комплекс, разный возрастной интервал позволили Э.В. Гольтман выделить комплекс с *Cenosphaera micropora* – *Holocryptocapsa* sp. 1 (фототабл. II). Отличительной особенностью данного комплекса является количественное преобладание одного или нескольких из следующих видов: *Cenosphaera micropora*, *Holocryptocapsa* sp. 1, *Spongodiscus minima*, *Orbiculiforma* cf. *volgensis*, из которых *Cenosphaera micropora* описан из нижнего кампана Бельгии, *Holocryptocapsa* sp. 1 указывается из кампана юго-восточной Пацифики (Kling, 1982; Атлас..., 1998). Вид *Orbiculiforma volgensis* широко известен из сена Русской платформы и Западно-Сибирской низменности. Обычно присутствуют остатки *Spongodiscus maximus*, описанного из сантона и маастрихта Русской платформы, *Sethocapsa nobilis* известный в сеноне о-ва Ява, *Amphipyda* sp. – в маастрихте Восточной Атлантики (ст. 369А) и ряд других видов. Интервал распространения комплекса с *Cenosphaera micropora* – *Holocryptocapsa* sp. 1 ограничен верхней частью слоев, содержащих комплекс фораминифер с *Siderolites calcitrapoides* – *Orbitoides apiculata*. Э.В. Гольтман (1988) ранее отмечено широкое распространение комплекса в разрезах Таджикской депрессии как в известковых, так и алевролитовых

отложениях, а присутствие данного комплекса в слоях, содержащих комплекс верхнемаастрихтских фораминифер позволяет определить возраст слоев с *Cenosphaera micropora* – *Holocryptocapsa* sp. 1 как позднемаастрихтский.

На востоке Таджикской депрессии (Булгари, Верхний Хирманжоу) четко прослеживается смена комплексов крупных фораминифер и рудистов горизонта с *Biradiolites beldjuanensis*. Н.Н. Бобкова при описании пятаго горизонта с рудистами указывает на присутствие *Biradiolites* cf. *lamaracensis* Thoucas, *Vassinites lamarcki* Bayle in Douville, характерных для маастрихта Франции (Бобкова, 1974). Это позволяет определить возраст слоев с *Biradiolites beldjuanensis* как маастрихтский, а выше упомянутых слоев с крупными фораминиферами – как позднемаастрихтский.

В красных известняках и известковистых алевролитах кровли с рудистами в низах вышележащих алевролитов встречаются редкие остатки радиолярий (табл. 1; фототабл. II). Виды *Diacanthocapsa ancus*, *D. amphora*, *D. teren* описаны из верхнемаастрихтских отложений Калифорнийского побережья Америки и известны из верхнемаастрихтских отложений Восточной Атлантики (Foreman, 1968, 1978), что подтверждает позднемаастрихтский возраст вмещающих отложений.

Новые данные о составе и распространении радиолярий комплекса с *Hemicryptocapsa djalilovi* определяют его маастрихтский возраст. На основании корреляции его вертикального интервала с аммонитовой зоной *Nostoceras huatti* возраст устанавливается как раннемаастрихтский. Граница между верхним кампаном и нижним маастрихтом на востоке депрессии устанавливается по смене комплексов радиолярий с *Congylothorax tadjikistanensis* и *Hemicryptocapsa djalilovi*. Граница между нижним и верхним маастрихтом определяется по смене радиоляриевого комплекса с *Siderolites calcitrapoides* – *Orbitoides apiculata* (табл. 2). Интервал распространения комплекса радиолярий с *Cenosphaera micropora* – *Holocryptocapsa* sp. 1 соответствует средней части верхнего маастрихта. Находки верхнемаастрихтских радиолярий в низах толщи красноцветных алевролитов предполагают начало образования красноцветов с позднемаастрихтского времени.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас ископаемой фауны и флоры Таджикистана (мел). Душанбе: Дониш, 1998. 402 с.  
 Ашуров А.А., Бабаева В.С., Джалилов М.Р. Стратиграфия маастрихтских отложений хребта Аруктау (Таджикская депрессия) по крупным фораминиферам // Докл. АН ТаджССР. 1987. Т. 30. № 8. С. 523–526.  
 Ашуров А.А. Значение крупных фораминифер для стратиграфии маастрихта юго-востока Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 5. С. 120–121.

- Бобкова Н.Н.* Позднемеловые рудисты юго-восточной части Средней Азии. М.: Недра, 1974. 196 с.
- Гольтман Э.В.* Первые данные о комплексах радиолярий из кампанских и маастрихтских отложений Таджикской депрессии // Древние радиолярии Средней Азии. Сб. научн. трудов. Душанбе: Тадж. ГУ, 1973. Вып. 3. С. 13–33.
- Гольтман Э.В.* Значение радиолярий для корреляции сенонских отложений Таджикской депрессии // Систематика, эволюция и стратиграфическое значение радиолярий. М.: Наука, 1981. С. 73–82.
- Гольтман Э.В.* Новые виды сенонских радиолярий Таджикской депрессии // Новые виды ископаемой флоры и фауны Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1984. С. 14–27.
- Гольтман Э.В.* Корреляция разнофациальных маастрихтских отложений Таджикской депрессии по радиоляриям // Докл. АН ТаджССР. 1988. Т. 31. № 3. С. 202–205.
- Гольтман Э.В., Ашууров А.А.* К стратиграфии коньяк-маастрихтских отложений Юго-Западного Дарваза // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 96. Вып. 3. С. 56–64.
- Григорьева А.И.* Радиолярии верхнего мела и палеогена восточного склона Урала и Зауралья // Тр. Ин-та геол. и геохим. Уральск. НЦ АН СССР. 1975. Вып. 119. С. 102–109.
- Джалилов М.Р.* Стратиграфия верхнемеловых отложений Юго-Западного Дарваза // Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. 1963. Т. 7. С. 50–117.
- Джалилов М.Р.* Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР. 1971. 210 с.
- Джалилов М.Р.* Стратиграфия и крупные фораминиферы кампана и маастрихта Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1988. 107 с.
- Казинцова Л.И.* Позднекампанско-маастрихтские радиолярии Западного Сахалина и о. Шикотан // Расчленение и корреляция фанерозоя по микропалеонтологическим данным. Тез. докл. II Всерос. микропалеонтологического совещания. Томск. 1995. С. 71.
- Петрушевская М.Г.* Новые виды радиолярий отряда *Nassellaria* // Новые виды и роды морских беспозвоночных. Исследования фауны морей. Л.: ЗИН АН СССР, Т. 21. № 29. С. 10–19.
- Хакимов Ф.Х.* Схема зонального расчленения верхнего мела востока Средней Азии по аммонитам // АН ТаджССР. Отд. физ.-математ. и химико-геол. наук. М.: Деп. ВИНТИ, 1990. 50 с.
- Хакимов Ф.Х.* Зональное расчленение мела востока Средней Азии по аммонитам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 42–49.
- Чедия Д.М., Крейденков Г.П., Ашууров А.А.* О радиоляриях Бухарских отложений палеогена Юго-Востока Средней Азии // Сб. научн. трудов ТГУ. Душанбе. 1971. Вып. 2. С. 46–66.
- Campbell A.S., Clark B.L.* Radiolaria from Upper Cretaceous of Middle California // Geol. Soc. America. Spec. pap. 1944. № 57. 64 p / Dumitrica P. Cryptocephalic and Cryothoracic Nassellaria in some Mesozoic Deposits of Romania // Rev. roum. geol., geophys. et geogr. Ser. Geil. Buharest. 1971. V. 14. № 1. P. 45–124.
- Foreman H.P.* Upper Maestrichtian Radiolaria of California // Spec. pap. in palaeontol. The palaeontological Association, London. 1968. № 3. 82 p.
- Foreman H.P.* Mesozoic Radiolaria from the Atlantic Basin and its Borderlands // Stratigr., micropaleontol. of Atlantic Basin and Borderlands. Development in palaeontol. and stratigr. 1977. № 6. P. 305–320.
- Foreman H.P.* Mesozoic Radiolaria in the Atlantic Ocean of the Northwest coast of Africa // Init. Rep. DSDP. Wash. 1978. V. 41. P. 739–763.
- Kling S.A.* Radiolarians from the Mariana Trough and Trench region // Init. Rep. DSDP. Wash. 1982. V. 60. P. 537–555.
- Kasinzova L.I., Vishnevskaja V.S.* Cretaceous Radiolaria of the USSR // First International Conference on Radiolaria (EURORAD V). Abstr. Marburg. 1988. S. 22.
- Pessagno E.A.* Jurassic and Cretaceous Hagiastriidae from the Blakebahama Basin (site 5A, Joides Leg 1) and the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Bull. Amer. Paleontol. (Founded 1895). 1971. V. 60. № 264. P. 1–83.
- Pessagno E.A.* Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontology. Spec. publ. 1976. № 2. 95 p.
- Renz G.W.* Radiolaria from Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. Wash. 1977. V. 27. P. 769–841.
- Squinabol S.* Le Radiolarie dei Noduli selciosi Scaglia degli Euganei // Riv. Ital. Paleontol. 1903. V. 9. P. 105–144.
- Tan Sin Hok.* Over de samenstelling on het ontstaan van Krijt en mergelgesteenten van de Mollukken // Jahrboock Mijneweren Nederlansch – Indie, Verhandel. 1927. V. 55. Pt. 3. P. 5–165.

Рецензент В.С. Вишневская

УДК 562(07).551.79

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ МАЛАКОФАУНА РАЗРЕЗА САНГАЧАЛ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КАСПИЯ)

© 2002 г. А. А. Свиточ, Е. Н. Бадюкова

Московский Государственный университет, Москва

Поступила в редакцию 03.10.2000 г., получена после доработки 09.04.2001 г.

**Ключевые слова.** Каспий, местонахождение малакофауны, апшерон, плейстоцен, комплексы моллюсков, морские террасы.

Стратификация апшерон-четвертичных отложений Каспия целиком основана на распределении по их разрезу малакофауны. Местонахождения ископаемых моллюсков на каспийских побережьях весьма многочисленны, однако, как правило, разобщены, что не всегда позволяет достоверно расчленять и коррелировать содержащие их отложения. Одним из редких исключений является разрез Сангачал, расположенный на кобыстанском побережье Азербайджана, где практически на одном участке берега обнаружены фаунистически охарактеризованные отложения апшеронского, гюргянского (раннехазарского), позднехвалынского и новокаспийского солонатоводных бассейнов (рис. 1).

Разрез расположен в пяти километрах северо-восточнее мыса Сангачал. В геоморфологическом плане это останец абразионной верхнехвалынской террасы, высотой 12 м над современным уровнем Каспия (–27 м абс.), сложенный с поверхности бронирующими наклонными (10–15°) к юго-востоку слоями апшеронских и древнекаспийских пород. С мористой стороны останец интенсивно абрадируется, в результате на разрезе вы-

работан ступенчато-глыбовый бенч. В новокаспийское время на этом отрезке берега также происходила абразия, что привело к выработке в теле останца на высоте около 4 м над уровнем Каспия абразионной террасы, ограниченной в ее тыловой части клифом, местами с волноприбойной нишей.

Со стороны суши, т.е. с северо-запада на поверхности останца расположен карьер, где добывался песок, залегающий над отложениями апшерона, подробно охарактеризованными ниже. Далее в глубь суши поверхность абразионной террасы слабо понижается и переходит в прибрежную равнину позднехвалынского возраста, которая повсеместно развита в вогнутостях берега на кобыстанском побережье и имеет высоту около –16 м абс. Юго-западнее к останцу верхнехвалынской абразионной террасы прислоняется частично переработанная эоловыми процессами поверхность новокаспийской террасы с относительной высотой около 3–5 м, которая имеет максимальную ширину до 100–150 м там, где она в виде “залива” распространяется в устьевую часть небольшой речки, впадающей здесь в Каспий.

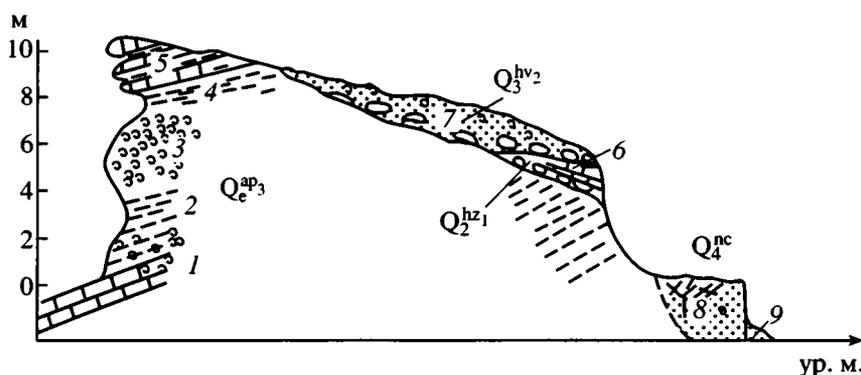


Рис. 1. Схема местонахождения малакофауны.  
Усл. обозначения см. на рис. 2.

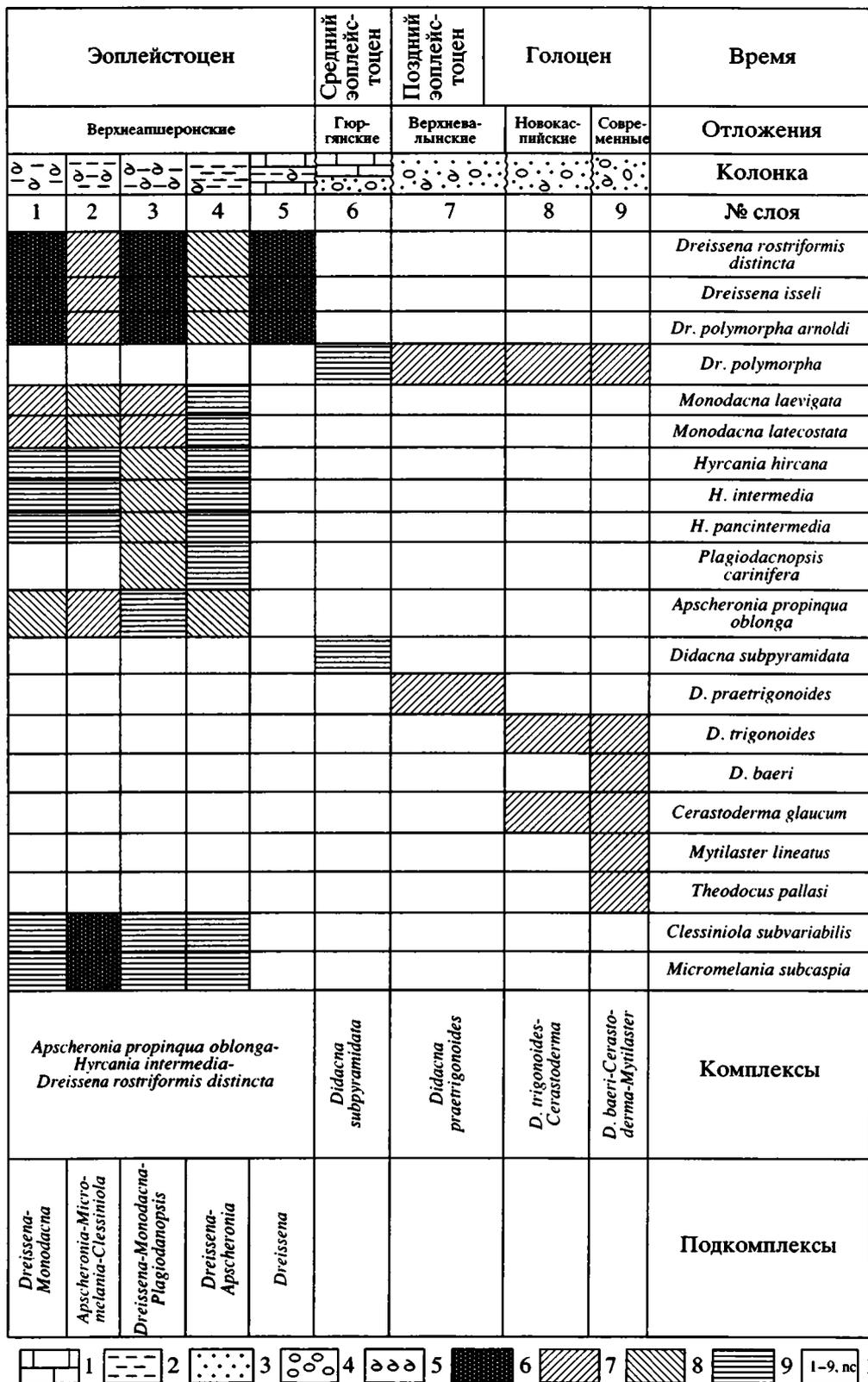
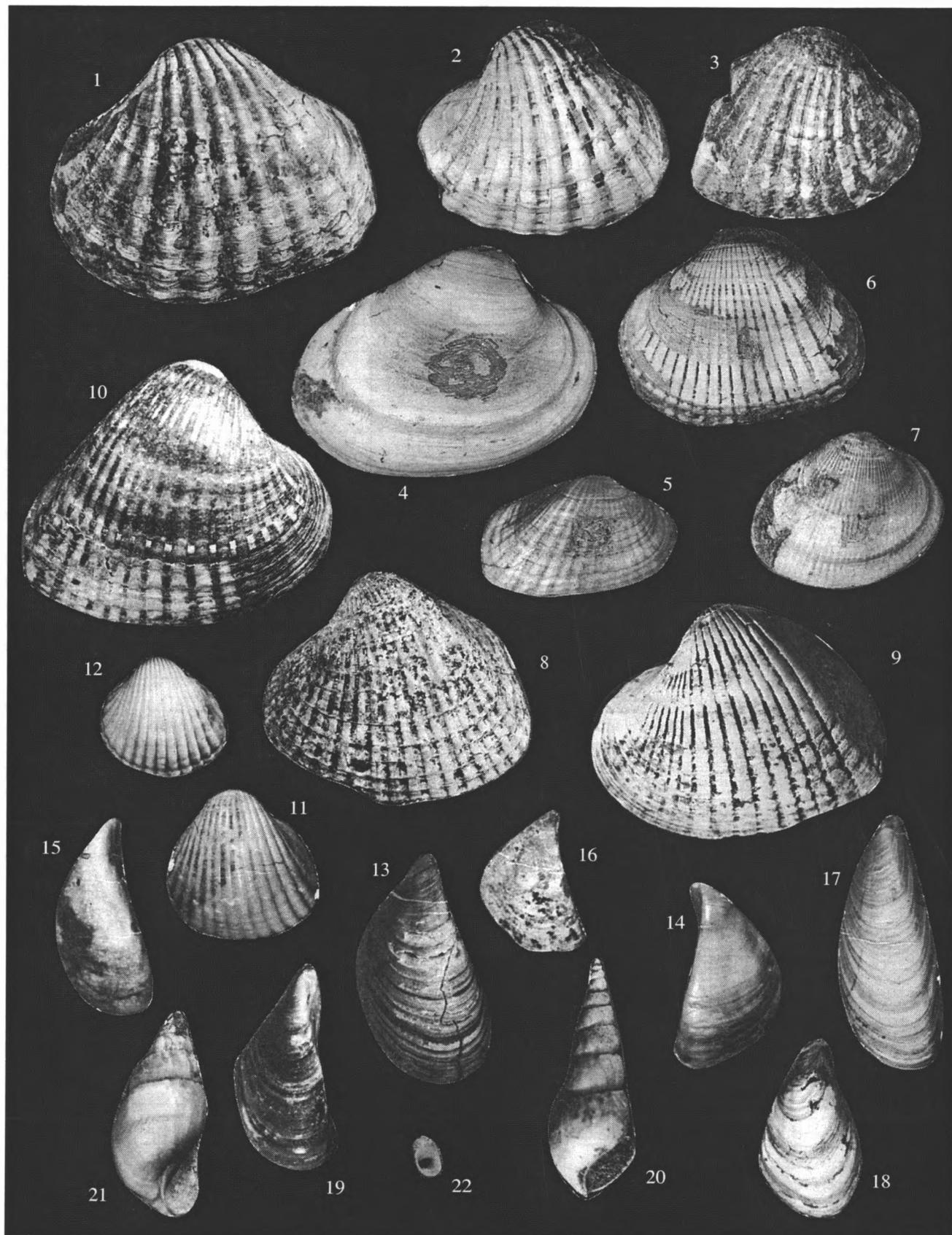


Рис. 2. Распределение малакофауны по разрезу Сангачал.

1 – известняки; 2 – алевроит; 3 – песок; 4 – галька; 5 – раковины моллюсков; содержание раковин: 6 – обильное, 7 – много, 8 – редкое, 9 – единичное; 10 – номера слоев и геологические индексы ( $Q_e^{ap_3}$  – верхний апшерон,  $Q_2^{hz_1}$  – нижний хазар;  $Q_3^{nc}$  – верхняя хвалынь,  $Q_4^{nc}$  – новокаспий).



К поверхности новокаспийской террасы при-  
мыкает современный пляж полного профиля,  
имеющий ширину около 20 м и состоящий из двух  
береговых валов. Пляж сложен в основном ооли-  
товыми темно-коричневыми песками с примесью  
раковинного материала. В устьевой части речки  
находится небольшая лагуна, образовавшаяся  
благодаря блокировке русла береговым валом.

Прекрасный фаунистически охарактеризован-  
ный разрез апшерона вскрывается в абразионном  
уступе мористой части останца. Здесь снизу вверх  
прослеживается следующий порядок напластова-  
ния (рис. 2):

1. Алеврит плотный темно-серовато-коричневый, с мно-  
жеством целых и разбитых раковин моллюсков, ино-  
гда образующих плохо выраженные прослои и линзы.  
Среди раковин резко преобладают некилеватые (*Dre-  
issena rostriformis* var. *distincta* Andrus.) и килеватые  
(*Dreissena polymorpha* Pall., *Dr. isseli* Andrus.) дрейссены,  
также многочисленны крупные раковины апшероний  
(*Apscheronia propinqua* Eichw.). Переход в вышележа-  
щие отложения постепенный по уменьшению содер-  
жания раковин. Видимая мощность 2.2 м.

2. Алеврит плотный, темно-серый с более редким  
содержанием раковин моллюсков. Среди них преобла-  
дают мелкие высокие (*Micromelania subcaspia* Andrus.)  
и низкие (*Clessiniola subvariabilis* Andrus.) гастроподы,  
также встречаются двусторчатые *Apscheronia propin-  
qua oblonga* (Eichw.), реже это *Monodacna laevigata* An-  
drus. и единичны – *Hurgania paucintermedia* (Andrus.),  
*H. intermedia* (Andrus.) и *H. hurgana* (Eichw.). Переход к  
верху постепенный. Мощность 1.5 м.

3. Ракушняк плотный, с алевритовым заполните-  
лем серого и темно-серого цвета. По составу среди ра-  
ковин резко преобладают лишенные кля и килеватые  
дрейссены, много монодакн, часто встречаются  
гиркании, реже – апшеронии. Переход быстрый по  
резкому уменьшению количества раковин. Мощность  
3 м.

4. Алеврит плотный темно-серый, с пятнами оже-  
лезнения, с редкими крупными раковинами апшерон-  
ний, встречаются разнообразные дрейссены и моно-  
дакны. Переход быстрый, без видимого перерыва.  
Мощность 0.5–1.0 м.

5. Переслаивание органогенного известняка, состо-  
ящего в основном из раковин дрейссен и алеврита  
плотного темно-серого. Мощность 1.5 м.

Высокая, прибрежная часть останца позднех-  
валынской террасы не содержит аккумулятив-  
ного покрова, лишь россыпи крупных раковин  
руководящего вида *Didacna praetrigonoides* Nal. et  
Anis. и *Dreissena polymorpha* (Pall.). По мере сни-  
жения высоты террасы вглубь берега с 8–10 до  
6–7 м, на породах апшерона появляются верхне-  
хвалыньские отложения (7), базальный слой ко-  
торых, состоящий из глыб известняков и гальки,  
прикрыт слоем песка мощностью до 1.5 м,  
разнозернистого, слоистого, с прослоями гравия  
и гальки темноцветных пород, с редкими рако-  
винами *Didacna praetrigonoides* и *Dreissena poly-  
morpha*.

В одной из стенок старого песчаного карьера  
между породами апшерона и верхней хвалыни ус-  
тановлен маломощный (0.2 м) пласт слаболити-  
фицированного органогенного известняка, в ос-  
новании с галькой, с редкими раковинами гюр-  
ганских (раннехазарских) *Didacna subpyramidata*  
Prav. (6).

Аккумулятивная новокаспийская терраса, рас-  
полагающаяся к юго-западу от останца поздне-  
хвалынской абразионной террасы, сложена пес-  
ком разнозернистым, коричнево-бурым, местами  
ожелезненным, среди которого находится мно-  
жество раковин, с гоподством *Cerastoderma glaucum*  
(= *Cardium edule*) Poir, *Didacna trigonoides*  
(Pall.) и *Dreissena polymorpha* (Pall.) (8). Современ-  
ный песчаный пляж (9) содержит массу раковин  
*Cerastoderma glaucum*, *Didacna trigonoides*, *Didacna*  
*baeri* (Grimm), *Theodoxus pallasii* L., *Dreissena poly-  
morpha*, *Mytilaster lineatus* (Gmel.).

Таким образом, в разрезе Сангачал отмечают-  
ся отложения, содержащие разнообразные ком-  
плексы с возрастным диапазоном от апшерона до  
современного времени (таблица, рис. 2). По со-  
ставу резко различаются апшеронская и плейсто-  
ценовая фауны, ничего общего между собой не  
имеющие (сквозные только *Dreissena*), разделен-  
ные длительным промежутком времени (ранний  
плейстоцен).

Апшеронский комплекс моллюсков содержит  
средне-позднеапшеронские формы, однако, судя  
по анализу распределения видового состава апше-

#### Моллюски разреза Сангагал

1 – *Hurgania intermedia* (Eichw.), верхний апшерон, ×1.5; 2 – *Hurgania paucintermedia* (Andrus.), верхний апшерон, ×1.5;  
3 – *Hurgania hurgana* (Andrus.), верхний апшерон, ×1.5; 4 – *Apscheronia propinqua oblonga* (Eichw.), верхний апшерон,  
×1.5; 5 – *Monodacna laevigata* Andrus., верхний апшерон, ×1.5; 6 – *Monodacna* Andrus., верхний апшерон, ×6; 7 – *Plagio-  
daspopsis carinifera* (Andrus.), верхний апшерон, ×2; 8 – *Didacna subpyramidata* Prav., верхний хазар, ×1.5; 9 – *Didacna pra-  
etrigonoides* Nal. et Anis., верхняя хвалынь, ×1; 10 – *Didacna trigonoides* Pall., новокаспий, ×1; 11 – *Didacna baeri* (Grimm),  
современные, ×1.5; 12 – *Cerastoderma glaucum* Poir (= *Cardium edule*), новокаспий, ×1.5; 13 – *Cerastoderma glaucum* Poir  
(= *Cardium edule*), современные, ×1.5; 14 – *Dreissena polymorpha amoldi* Andrus., верхний апшерон, ×1.5; 15 – *Dreissena*  
*polymorpha* (Pall.), современные, ×1.5; 16 – *Dreissena polymorpha* (Pall.), новокаспий, ×1.5; 17 – *Dreissena polymorpha*  
(Pall.), верхняя хвалынь, ×1.5; 18 – *Dreissena isseli* Andrus., верхний апшерон, ×1.5; 19 – *Dreissena rostriformis distincta* An-  
drus., верхний апшерон, ×1.5; 20 – *Mytilaster lineatus* (Gmel.), субфоссильные, ×1.5; 21 – *Micromelania subcaspia* Andrus.,  
верхний апшерон, ×4; 22 – *Clessiniola subvariabilis* Andrus., верхний апшерон, ×4.

ронской малакофауны, выполненному В.В. Богачевым<sup>1</sup>, с учетом представлений А.А. Андрусова, Д.В. Голубятникова и В.Е. Руженцева этот комплекс показывает, что среди фауны Апшеронского полуострова присутствуют и виды, не характерные для среднего апшерона, а более типичные для позднего апшерона. Это *Apsheronia propinqua oblonga* (Eichw.), *Hurcacia intermedia* (Eichw.), *Plagiodacnopsis carinifera* (Andrus.), *Dreissena rostriformis distincta* Andrus., что позволяет отнести включающие их отложения к верхнему апшерону. Исходя из массовости распространения и временной ограниченности развития позднеапшеронскую фауну можно выделить как комплекс *Apsheronia propinqua oblonga* – *Hurcacia intermedia* – *Dreissena rostriformis distincta*.

В целом комплекс однотипный, а отмечающиеся по разрезу фаунистические различия отражают экологическую обстановку времени осадконакопления – спокойные условия приглубой сублиторали обширного солонатоводного водоема с разной скоростью накопления тонких осадков, периодически подавляющих и как-то ограничивающих разнообразие сообществ донной фауны.

В значительной мере условно можно отметить фаунистические подкомплексы, характеризующие конкретные слои разреза, различающиеся количеством и составом доминирующей фауны. Это *Dreissena* – *Monodacna*, *Apsheronia* – *Micromelania*, *Dreissena* – *Monodacna* – *Plagiodacnopsis*, *Dreissena* – *Apsheronia* и *Dreissena*.

Плейстоценовая фауна разреза совершенно другая, менее разнообразная и обильная, с господством дидакн. При этом видовой состав ди-

дакн столь различен, что четко определяет возраст содержащих их отложений. Это гюргянская (раннехазарская) *Didacna subpyramidata* Prav., позднехвалынская *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis. и голоценовые *D. trigonoides* Pall. и *D. baeri* (Grimm.).

По появлению черноморских иммигрантов *Cerastoderma glaucum* Poir. в новокаспийских осадках и *Mytilaster lineatus* (Gmel.) – в современных осадках Каспия эти отложения также хорошо выделяются в разрезе. Заметим также, что позднехвалынский и новокаспийский фаунистический комплексы кроме возраста вмещающих осадков также определяют время формирования геоморфологических элементов – низких террас побережья. Так, в частности, комплекс раковин моллюсков *Didacna praetrigonoides* показывает, что обширная низменная прибрежная равнина в районе исследований, несмотря на ее низкую высоту над уровнем Каспия (не более чем 7–10 м), имеет позднехвалынский возраст, что вероятно можно объяснить неотектоническими опусканиями данной территории.

По полноте малакологического обоснования разрез Сангачал можно считать одним из наиболее полных для эоплейстоцена – плейстоцена Кобыстанского побережья. Однако он нуждается в проведении дополнительных, в том числе палеомагнитных исследований, включая апшеронский участок, что позволит еще более обоснованно стратифицировать слагающие его отложения.

Работа выполнена при финансовой поддержке ИНТАС, грант № 99-00139 и РФФИ, грант 01-05-64131.

Рецензенты В.А. Зубаков, М.Н. Алексеев

<sup>1</sup> Богачев В.В. Руководящие окаменелости разреза Апшеронского п-ова и прилегающих районов. Баку: Онти-Азнефтеиздат, 1932, 92 с.

Сдано в набор 28.05.2002 г.

Подписано к печати 24.07.2002 г.

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

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отг. 3.6 тыс.

Уч.-изд. л. 15.0

Бум. л. 7.0

Тираж 245 экз.

Зак. 6625

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН

Адрес издателя: 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Международная академическая издательская компания “Наука/Интерпериодика” информирует о том, что завершился конкурс на лучшие публикации 2001 года в издаваемых ею журналах.

Лауреатами Премий МАИК “Наука/Интерпериодика” за 2001 год по группе наук о Земле стали авторы следующих публикаций:

## ГЛАВНАЯ ПРЕМИЯ

*Лаверов Н.П., Величкин В.И., Омеляненко Б.И., Юдинцев С.В., Никонов Б.С., Стефановский С.В.*

Цикл статей “Геологические и искусственные барьеры для изоляции актинидов”  
“Геология рудных месторождений”

## ПРЕМИИ

*1. Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н., Вознесенский А.И.*

Цикл статей “Геодинамические обстановки формирования офиолитов и океанической литосферы”  
“Геотектоника”, “Доклады Академии наук”

*2. Копелевич О.В., Буренков В.И., Ершова С.В., Шеберстов С.В., Храпко А.Н., Артемьев В.А., Ведерников В.И., Григорьев А.В., Васильков А.П., Возняк С., Ворман М.И., Дарецки М., Демидов А.Б., Кротков Н.А., Французов О.Н., Шевченко В.П.*

Цикл статей “Использование данных спутниковых наблюдений цвета вод в океанических исследованиях”  
“Океанология”

*3. Гурвич А.С., Кан В., Савченко С.А., Пахомов А.И., Боровихин П.А., Волков О.Н., Калери А.Ю., Авдеев С.В., Корзун В.Г., Падалка Г.И., Подвязный Я.П.*

Цикл статей “Исследование турбулентности и внутренних волн в стратосфере по наблюдениям мерцаний звезд из космоса”  
“Известия АН. Физика атмосферы и океана”

*4. Молоденский С.М.*

Цикл статей “Модели внутреннего строения и приливных деформаций Земли”  
“Физика Земли”

*5. Басов В.А., Кузнецова К.И.*

“Динамика разнообразия и эволюционные тенденции юрских фораминифер”  
“Стратиграфия. Геологическая корреляция”

*6. Летников Ф.А., Дорогокупец П.И.*

Цикл статей “Генерация тепла и сверхглубинных флюидных систем во внешнем ядре Земли”  
“Доклады Академии наук”, “Петрология”, “Геология рудных месторождений”

Международная академическая издательская компания (МАИК) "Наука/Интерпериодика" информирует о начале конкурса на лучшие публикации 2002 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 55 Премий, из которых 5 - Главные. Размер и порядок распределения Премий по сравнению с прошлыми годами не изменены.

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ или циклов работ, впервые публикуемых в журналах МАИК.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- члены РАН, в том числе иностранные;
- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- МАИК "Наука/Интерпериодика".

Премии 2002 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (2002).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, вышедших в свет с октября 2001 года по сентябрь 2002 года включительно.

На кандидатов оформляются представления рекомендующих с приложением публикации, обоснования (на одной странице) и отзывов. Необходимым условием приема материалов на конкурс является четкое написание фамилии, имени и отчества каждого кандидата, а также названия статьи или цикла статей на русском и английском языках. Эти материалы принимаются редакциями журналов до 1 декабря 2002 года с последующей их передачей в подкомиссии по научным направлениям до 15 декабря 2002 года. Материалы, поступившие позднее указанных сроков, подкомиссией не рассматриваются. После указанных сроков не допускается замена или дополнение представленных материалов и изменение состава участников. Материалы, представленные на конкурс, участникам конкурса не возвращаются.

Окончательное решение по присуждению Премий возлагается на Комиссию по Премиям МАИК.

На соискание Премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Допускается повторное присуждение Премий.

Подробнее об условиях конкурса вы можете узнать в редакциях журналов, издаваемых МАИК.