ISSN 0869-592X

Том 11, Номер 1 Январь - Февраль 2003

ЖУРНАЛ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

журналу 10 лет

http://www.maik.ru

"НАУКА"

МАИК "НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 11 № 1 2003 Январь–Февраль

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. Берггрен, Е. В. Бибикова, 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. Невесская, 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"

© Российская академия наук, 2003 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Том 11, номер 1, 2003

Стратотип волгоградского горизонта фамена Русской платформы

В. Н. Манцурова, В. А. Цыганкова, В. Е. Смирнов 3

Стратотип серпуховского яруса в карьере Заборье (Подмосковье). Часть I. Литофациальная характеристика

П. Б. Кабанов 20

Характеристика фораминифер стратотипа серпуховского яруса в карьере Заборье (Подмосковье)

Н. Б. Гибшман 39

Проблема корреляции нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа

Д. И. Панов 64

Сравнительный анализ состава микро- и макрофлористических комплексов эоцена–миоцена Восточного Сихотэ-Алиня

Д. А. Лопатина 78

Ледниковая ритмика плейстоцена

С. Д. Николаев, В. В. Писарева, Н. Г. Судакова 96

Авторский указатель тома 10, 2002 г. 111

В.А. Захаров

Contents

Vol. 11, No. 1, 2003

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

Stratotype of the Famennian Volgograd Horizon in the Russian Platform

V. N. Mantsurova, V. A. Tsygankova, and V. E. Smirnov 3

Serpukhovian Stage Stratotype in the Zabor'e Quarry, Part I: Lithofacies Characterization

P. B. Kabanov 20

Foraminifers from the Serpukhovian Stage Stratotype, the Zabor'e Quarry Site (Moscow region)

N. B. Gibshman 39

Correlation of Sections of Lower–Middle Jurassic Deposits in the Greater Caucasus

D. I. Panov 64

Comparative Analysis of the Eocene–Miocene Micro- and Macrofloras of the Eastern Sikhote Alin'

D. A. Lopatina 78

The Pleistocene Glaciation Rhythms

S. D. Nikolaev, V. V. Pisareva, and N. G. Sudakova 96

Author Index to Volume 10, 2002 111

Сдано в набор 02.10.2002 г. Подписано к печати 02.12.2002 г. Формат бумаги $60 \times 88^1/_8$
Офсетная печать Усл. печ. л. 14.0 Усл. кр.-отт. 3.5 тыс. Уч.-изд. л. 14.0 Бум. л. 7.0
Тираж 247 экз. Зак. 6978

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

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2003, том 11, № 1, с. 3–19

УДК 551.734(470.4)

СТРАТОТИП ВОЛГОГРАДСКОГО ГОРИЗОНТА ФАМЕНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2003 г. **В. Н. Манцурова, В. А. Цыганкова, В. Е. Смирнов**

ООО "ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть", Волгоград

Поступила в редакцию 20.06.2000 г.

Приводится описание стратотипических разрезов волгоградского горизонта нижнефаменского подъяруса, находящихся в северо-восточной части Волгоградской области, в пределах Уметовско-Линевской палеовпадины. Даны литолого-геофизические разрезы скважин, схема корреляции и палеогеологический профиль пограничных франских и фаменских отложений Волгоградского Поволжья. Показано распространение характерных видов спор в отложениях волгоградского горизонта. Приведено сопоставление пограничных франских и фаменских отложений Русской платформы и Урала по палинологическим данным. Показаны районы распространения отложений волгоградского горизонта на территории Русской платформы.

Ключевые слова. **Фаменский ярус, волгоградский горизонт, Уметовско-Линевская палеовпадина, линевско-уметовская толща, Русская платформа, палинозона, споры, конодонты.**

Решением комиссии по девонской системе Межведомственного стратиграфического комитета России в 1998 г. в региональную стратиграфическую схему девонских отложений Русской платформы и сопредельных регионов был введен волгоградский горизонт (Постановления..., 1999), который заполнил давно известный пробел между ливенским горизонтом франского яруса и задонским горизонтом фаменского яруса. На большей части платформы, в том числе в ее центральных районах, этому горизонту отвечает перерыв. Его палеонтологическая характеристика уже публиковалась, однако детальное послойное описание стратотипа никогда не обнародовалось. Между тем это совершенно необходимо для того, чтобы волгоградский горизонт мог рассматриваться в качестве полноценного стратиграфического подразделения. Данная статья призвана заполнить этот пробел.

Разрезы с увеличенной мощностью пограничных франско-фаменских отложений впервые были вскрыты в 60-х годах на территории Волгоградской (скв. 30-Линевская, 30-Уметовская) и Саратовской (скв. 3-Иловлинская) областей (Карпов и др., 1960). Все скважины находятся в пределах Уметовско-Линевской палеовпадины, расположенной на северо-востоке Волгоградской области и, частично, юге Саратовской области (рис. 1). В разрезах скважин между ливенским горизонтом франского яруса и задонским горизонтом фаменского яруса были вскрыты карбонатно-терригенные породы, которые по особенностям литологического состава и органическим остаткам были расчленены на нижнюю – линевскую толщу верхнефранского подъяруса и верхнюю – уметовскую толщу нижнефаменского подъяруса (Карпов и др., 1962; Карпов, 1970). Палеонтологическая характеристика этих толщ впервые была дана по брахиоподам В.И. Шевченко, по остракодам – М.А. Нечаевой (Карпов, Шевченко, Нечаева, 1962) и по спорам – А.М. Назаренко (Чибрикова, Назаренко, 1974).

В начале фаменского века большая часть Русской платформы, в том числе и территория Нижнего Поволжья, испытала подъем, следствием которого явился перерыв в осадконакоплении. Об этом свидетельствуют резкая смена литологического состава пород, комплексов органических остатков и наличие в основании задонского горизонта грубозернистых песчаников и известняковых конгломератов. В пределах Уметовско-Линевской впадины продолжалось накопление карбонатно-глинистых осадков линевско-уметовской толщи (рис. 1).

Линевско-уметовская толща вновь привлекла внимание геологов в начале 80-х годов, в связи с возможностью использования изменения ее мощности в качестве поискового признака для обнаружения продуктивных рифогенных образований в нижележащих верхнефранских отложениях. Установлено, что суммарная мощность линевско-уметовских отложений над органогенными постройками резко сокращается, иногда до нуля метров (рис. 1, 6). Стратификация разрезов скважин, пробуренных на Ломовской и Котовской площадях, позволила наметить главный рубеж смены палинокомплексов в основании линевской толщи и прийти к выводу о ее фаменском возрасте и,

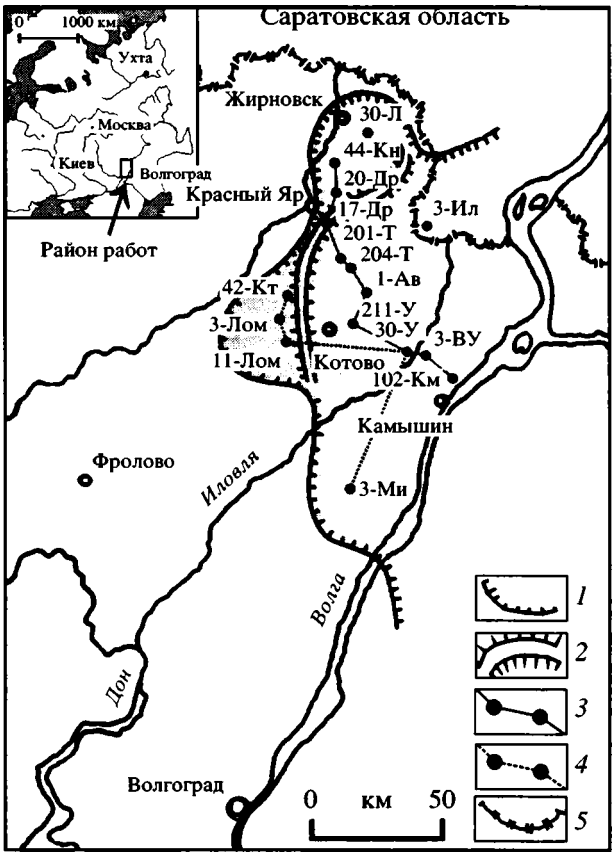


Рис. 1. Схема расположения разрезов скважин.

1 – граница распространения волгоградского горизонта; 2 – прерывистая рифогенная полоса – зона возможного отсутствия волгоградского горизонта над верхнефранскими органогенными постройками; 3 – скважины и линия схемы корреляции; 4 – скважины и линия палеогеологического профиля; 5 – административная граница Волгоградской области. Скважины: 30-Л – 30-Линевская, 44-Кн – 44-Красноярская, 20-Др – 20-Дорошевская, 17-Др – 17-Дорошевская, 3-Ил – 3-Иловлинская, 201-Тр – 201-Тарасовская, 204-Тр – 204-Тарасовская, 42-Кт – 42-Котовская, 11-Лом – 11-Ломовская, 3-Лом – 3-Ломовская, 1-Ав – 1-Авиловская, 30-У – 30-Уметовская, 211-У – 211-Уметовская, 3-ВУ – 3-Восточно-Уметовская, 102-Км – 102-Камышинская, 3-Ми – 3-Мирная.

следовательно, впервые отнести всю линевско-уметовскую толщу к фаменскому ярусу (Манцурова, 1987). Последующее переизучение коллекционных материалов подтвердило этот вывод (Даньшина и др., 1995). Для нижней, линевской, толщи в мелководных шельфовых разрезах характерно, в большинстве случаев, наличие переотложенных фаунистических остатков ливенского возраста, что и было причиной первоначального ошибочного отнесения ее к франскому ярусу (Карпов и др., 1962; Карпов, 1970). Биостратиграфия линевско-уметовских отложений, в связи с их фациальными особенностями и редкими фаунистическими остатками, проводится, в основном, по палинологическим данным. Дальнейшее изучение палинокомплексов девона и их корреляция по территории Восточно-Европейской платформы (рис. 9) позволили провести зональное расчленение девонских отложений по спорам растений. Линевско-уметовские отложения и их возрастные аналоги (рис. 8) были отнесены к палинозоне Corbulispora viminea – Geminospora vasjamica и включены в состав фаменского яруса, в ранге волгоградского регионального горизонта (Назаренко и др., 1993; Avkhimovitch et al., 1993; Манцурова, Цыганкова, 1995).

Ниже приведено послойное описание разрезов волгоградского горизонта в стратотипической местности, в междуречье Медведицы и Волги, в пределах Уметовско-Линевской палеовпадины, расположенной в северо-восточной части Волгоградской области (рис. 1).

Каждый из описываемых разрезов скважин имеет свою определенную значимость. Разрезы скважин 44-Красноярской и 3-Ломовской представляют собой составной стратотип волгоградского горизонта. Разрез скважины 11 Ломовской площади предлагается в качестве парастратотипа, из него были выделены и определены конодонты, относящиеся к средней подзоне зоны Palmatolepis triangularis.

Разрез скв. № 44 Красноярской площади. Приводится послойное (сверху вниз) описание волгоградского горизонта по скв. № 44 Красноярской площади (рис. 1, 2), пробуренной в 1966 г. на территории Волгоградской области, недалеко от с. Красный Яр, в пределах Линевской палеовпадины. Макроописание керна выполнено А.Е. Поминовой и Н.В. Соловьевой. Керн поднят из средней и нижней частей волгоградского горизонта, вскрытого в интервале 2242–2410 м. Мощность горизонта 168 м. Вынос керна 31%.

Инт. 2296–2300 м. Вынос керна (В.к.) 2.2 м. Аргиллиты (обр. 1) темно-серые, тонкодисперсные, известковистые. В шлифе аргиллиты содержат примесь (3–7%) зерен кварца мелкоалевритовой размерности, органогенный шлам (3–5%), споры, углефицированный растительный детрит. Порода слабо доломитизирована. Текстура горизонтальнослоистая, подчеркнутая ориентировкой включений.

Инт. 2300–2304 м. В.к. 2.8 м. Аргиллиты (обр. 2) темно-серые, аналогичные описанным в интервале 2296–2300 м. В шлифе аргиллиты алевритистые (3–5%), зерна кварца рассеяны в породе, а также встречаются в виде линзочек. Аргиллиты содержат кальцитовые спикулы губок, обрывки водорослей (гирванелл), углистый детрит, крупные споры. Текстура тонко-горизонтальнослоистая, участками линзовидная.

Инт. 2304–2308 м. В.к. 3.15 м. Мергели (обр. 4) темно-серые, сильно глинистые. В шлифе мергели сильно глинистые, до перехода в аргиллиты (обр. 3), слабо алевритистые (1–2%), доломитизированные (3%), пиритизированные (2–3%). Аргиллиты содержат раковины остракод с раскристаллизованными ядрами, каль-

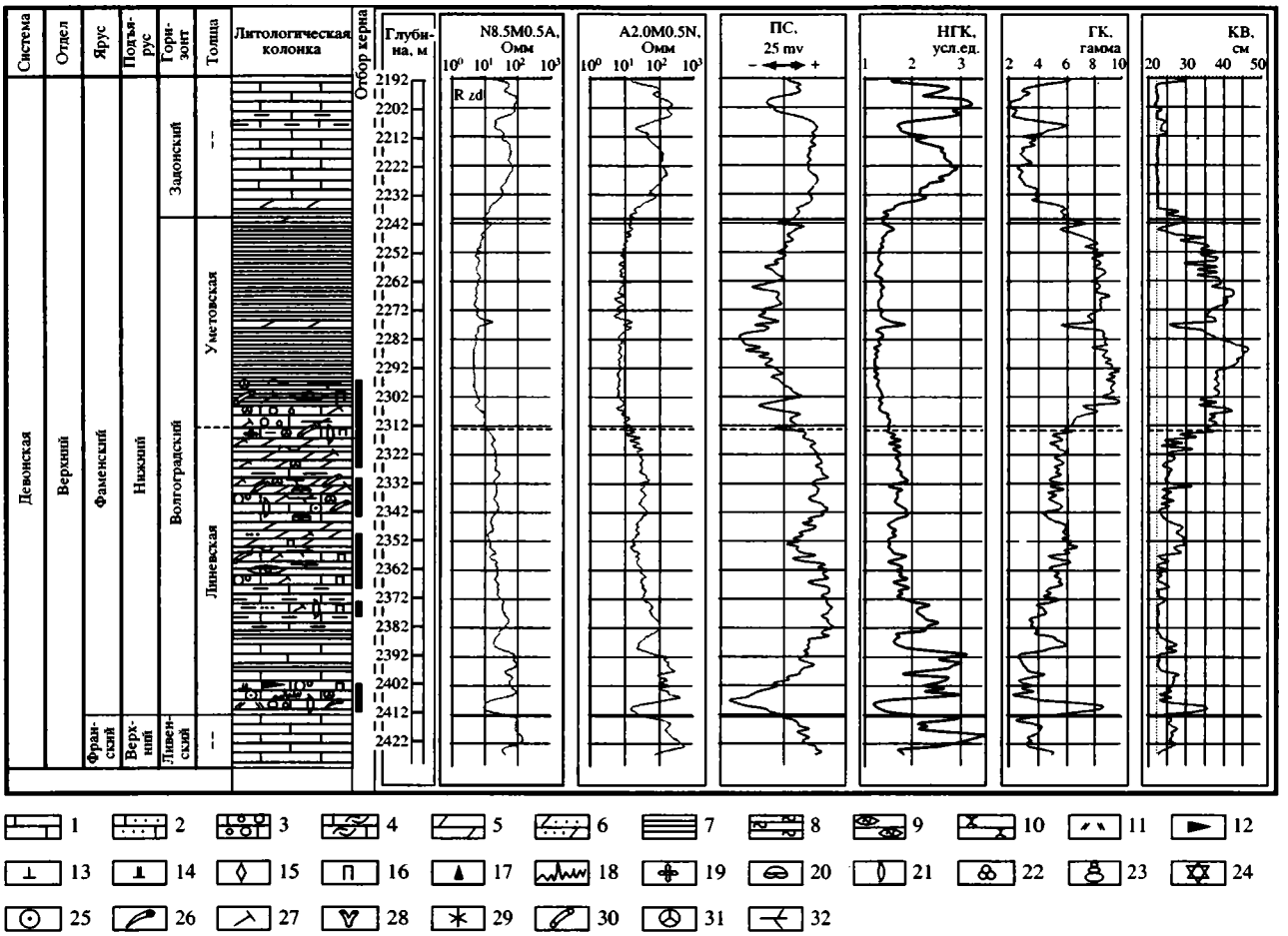


Рис. 2. Литолого-геофизический разрез стратотипа волгоградского горизонта скв. № 44 Красноярской площади Волгоградской области.

Характеристика пород. 1–4 – известняки: 1 – известняки; 2 – с примесью алевритового материала; 3 – органогенно-обломочные; 4 – органогенно-детритовые; 5 – мергели; 6 – мергели с примесью алевритового материала; 7 – аргиллиты; 8 – аргиллиты алевритистые; 9 – линзы алевритистого материала; 10 – песчаники; 11 – туфогенный материал; 12 – битуминозность; 13 – кальцитизация; 14 – доломитизация; 15 – перекристаллизация; 16 – пиритизация; 17 – окремнение; 18 – стилолитизация; 19 – кавернозность. Органические остатки: 20 – брахиоподы; 21 – остракоды; 22 – фораминиферы; 23 – гастроподы; 24 – иглокожие; 25 – членики криноидей; 26 – одиночные кораллы; 27 – спикулы губок; 28 – мшанки; 29 – водоросли; 30 – водоросли (гирванеллы); 31 – споры растений; 32 – растительный детрит.

цитовые спикулы губок, органогенный детрит (5–7%), часто пиритизированный, а также мелкие споры и фрагменты растительной ткани. Текстура тонко-горизонтальнослоистая, обусловленная чередованием глинистых и известковистых разностей.

В нижней части слоя наблюдается тонкое переслаивание мергелей (обр. 4) и известняков микрозернистых, мелкообломочных, содержащих обрывки водорослей (гирванелл), кальцитовые спикулы губок и раковины остракод.

Инт. 2308–2313 м. В.к. 1.7 м. Тонкое переслаивание мергелей темно-серых, глинистых, аналогичных описанным в интервале 2304–2308 м (обр. 4), и известняков (обр. 5) светло-серых, микрозернистых. Толщина прослоев мергелей изменяется от 0.2–0.3 до 2.0 см, известняков – от 0.2–0.3 до 5.0 см. Текстура пород горизонтальнослоистая.

Инт. 2313–2317 м. В.к. 1.2 м. Известняки (обр. 6) светло-серые, микрозернистые, возможно водорослевые, с незначительным (1–2%) содержанием зерен кварца мелкоалевритовой размерности. Содержат единичные раковины остракод, небольшое количество углистого детрита и мелких спор. Порода плотная, но участками (3–4%) заметны открытые поры с кристификационной каемкой из кристаллов кальцита.

Инт. 2317–2321 м. В.к. 0.75 м. Переслаивание известняков (обр. 7) глинистых и аргиллитов (обр. 8) известковистых. В шлифе (обр. 7) известняки глинистые послойно, в большей или меньшей степени, обогащены кальцитовыми спикулами губок. Известняки содержат примесь (2–3%) зерен кварца мелкоалевритовой размерности, единичные раковины остракод.

Инт. 2321–2323 м. В.к. 1.55 м. Мергели (обр. 9) сильно известковистые. В шлифе породы аналогичны вышеописанным в интервале 2317–2321 м.

Инт. 2323–2326 м. В.к. 0.7 м. Мергели (обр. 10) сильно глинистые, в отдельных прослоях, до перехода в аргиллиты. В шлифе в мергелях заметна послойная доломитизация, стяжения пирита, единичные кальцитовые оолиты и мелкие кальцитовые спикулы губок.

Инт. 2329–2333 м. В.к. 1.0 м. Известняки (обр. 11) глинистые, мергелеподобные. В шлифе наблюдается чередование прослоев известняков глинистых, микрозернистых с кальцитовыми спикулами губок и прослоев известняков, содержащих водоросли (гирванеллы). Текстура пород тонко-горизонтальнослоистая. Породы слабо пиритизированы (1–2%).

Инт. 2333–2338 м. В.к. 1.8 м. Известняки (обр. 12) глинистые, мергелеподобные, с прослоями аргиллитов и раковинами брахиопод. Микроскопически порода аналогична описанной в интервале 2329–2333 м.

Инт. 2338–2340 м. В.к. 1.5 м. Известняки (обр. 13) серые, тонко-микрозернистые, сильно глинистые, с прослоями до 5.0 см аргиллитов (обр. 14) темно-серых, сильно известковистых, тонкослоистых. Известняки содержат обломки раковин брахиопод. В шлифе известняки сгустково-комковатые, органогенные, с округлыми обломками (2–3 мм) известняков темно-серых, глинистых, органогенно-детритовых, водорослево-остракодовых, с пеллетами. Органические остатки представлены члениками криноидей, раковинами остракод, мелких пелеципод, единичными раковинами брахиопод, кальцитовыми спикулами губок, сферами, обрывками водорослей (гирванелл). Текстура горизонтально-волнистослоистая, обусловленная ориентировкой органических остатков, а также пиритизированными растительными остатками и наличием глинисто-битуминозных слойков.

Инт. 2340–2343 м. В.к. 1.6 м. Известняки (обр. 14а) темно-серые, сильно глинистые, плотные.

Инт. 2348–2353 м. В.к. 2.6 м. Мергели (обр. 15) темно-серые, сильно глинистые, плотные.

Инт. 2353–2358 м. В.к. 2.8 м. Аргиллиты (обр. 16) темно-серые с зеленоватым оттенком, сильно известковистые, плотные, с прослоями (2–3 см) известняков (17) светло-серых, микрозернистых. Микроскопически аргиллиты (обр. 16) доломитизированные, плотные, пиритизированные, содержат примесь (2–3%) зерен кварца мелкоалевритовой размерности, мелкий углистый детрит, сгустки водорослей (гирванелл) размером от 0,2 до 1.0 мм. Известняки (обр. 17) глинистые, с обломками водорослевых известняков, с обилием кальцитовых спикул губок и единичными раковинами остракод.

Инт. 2358–2363 м. В.к. 1.0 м. Аргиллиты (обр. 18) темно-серые, сильно алевритистые, прослоями до перехода в алевролиты. Текстура линзовиднослоистая с элементами конволютной, прослоями илоедная. В шлифе аргиллиты (обр. 18) алевритистые, содержат линзы алевролитов, состоящих из зерен кварца мелкоалевритовой размерности и тонких листочков слюды (мусковита), а также стяжений пирита и обрывков растительной ткани.

Инт. 2363–2368 м. В.к. 2.0 м. Известняки (обр. 19, 20) темно-серые, микрозернистые, сильно глинистые, с прослоями аргиллитов (обр. 21) темно-серых. Микроскопически известняки аналогичны описанным в интервале 2353–2358 м. Аргиллиты содержат алевритовый материал (5–8%).

Инт. 2373–2378 м. В.к. 2.5 м. Известняки (обр. 22) темно-серые со слабым буроватым оттенком, микрозернистые, сильно глинистые, плотные. Микроскопически известняки содержат примесь мелкоалевритовых зерен кварца (2–3%), кальцитовые спикулы губок, единичные раковины остракод с раскристаллизованными ядрами. Текстура тонко-горизонтальнослоистая, подчеркнутая ориентировкой длинных осей спикул губок.

Инт. 2400–2405 м. В.к. 1.9 м. Известняки (обр. 23) темно-серые, микрозернистые, сильно глинистые, участками неравномерно доломитизированные, с прослоями известняков (обр. 24) слабо глинистых. Микроскопически известняки (обр. 23, 24) битуминозные (10–12%), участками доломитизированные (20%), содержат несортированные обломки известняков водорослевых, размером от 0.1 до 3–5 мм, зерна кварца, членики криноидей, раковины остракод. Породы пиритизированы (5%), стилолитизированы.

Инт. 2405–2410 м. В.к. 0.5 м. Известняки (обр. 25) светло-серые, неравномерно доломитизированные, очень плотные. В шлифе известняки микрозернистые, доломитизированные, участками каолинизированные, содержат обломки известняков органогенных, значительную примесь (20%) кристаллокластики (обломки бипирамидальных кристаллов кварца, плагиоклазы с зонарным строением кристаллов, крупные чешуйки биотита, зеленоватого хлоритоида и пр.), а также раковины остракод, членики криноидей и единичные обломки кораллов.

По промыслово-геофизическим данным (ГИС), в подошве волгоградского горизонта в скв. № 44 Красноярской площади, в интервале 2407–2412 м, залегает пласт аргиллитов, характеризующихся высокими значениями гамма-активности, низкими значениями электрического сопротивления и значительным увеличением диаметра скважины. Ниже, в интервале 2412–2422 м, в кровле ливенского горизонта залегает пласт трещинно-кавернозных доломитизированных известняков с глинистостью 5–14% и пористостью 4–11%.

Разрез скв. № 3 Ломовской площади. Верхняя часть волгоградского горизонта (уметовская толща) и граница с задонским горизонтом охарактеризованы керновым материалом в интервале глубин 2595–2629 м в скв. № 3 Ломовской площади (рис. 1, 3), пробуренной в 1979 г. вблизи г. Котово Волгоградской области. Макроописание керна проведено Л.А. Климовой и Н.В. Даньшиной. Волгоградский горизонт вскрыт в интервале глубин 2606–2706 м (керн в инт. 2606–2629 м); мощность его 100 м. Вынос керна 54%. Керном охарактеризована верхняя граница волгоградского горизонта с задонским горизонтом. Керн из задонского горизонта поднят в интервале 2595–2606 м. Ниже приведено послойное описание указанных отложений.

Задонский горизонт. Инт. 2595–2600 м. В.к. 0.7 м. Известняки (обр. 1, 3) темно-серые, микрозернистые, с нитевидными слойками глинистого материала и прослоями мергелей (до 4 см толщиной) темно-серых, почти черных, микрозернистых. В глинистых известняках присутствуют гнездообразные включения пирита (диаметром до 0.8 см) и доломита, вертикальные трещины через 2–3 см, а также ходы илоедов. Текстура породы горизонтальнослоистая. Микроскопически мергели (обр. 2) состоят из глинисто (50%)-карбонат-

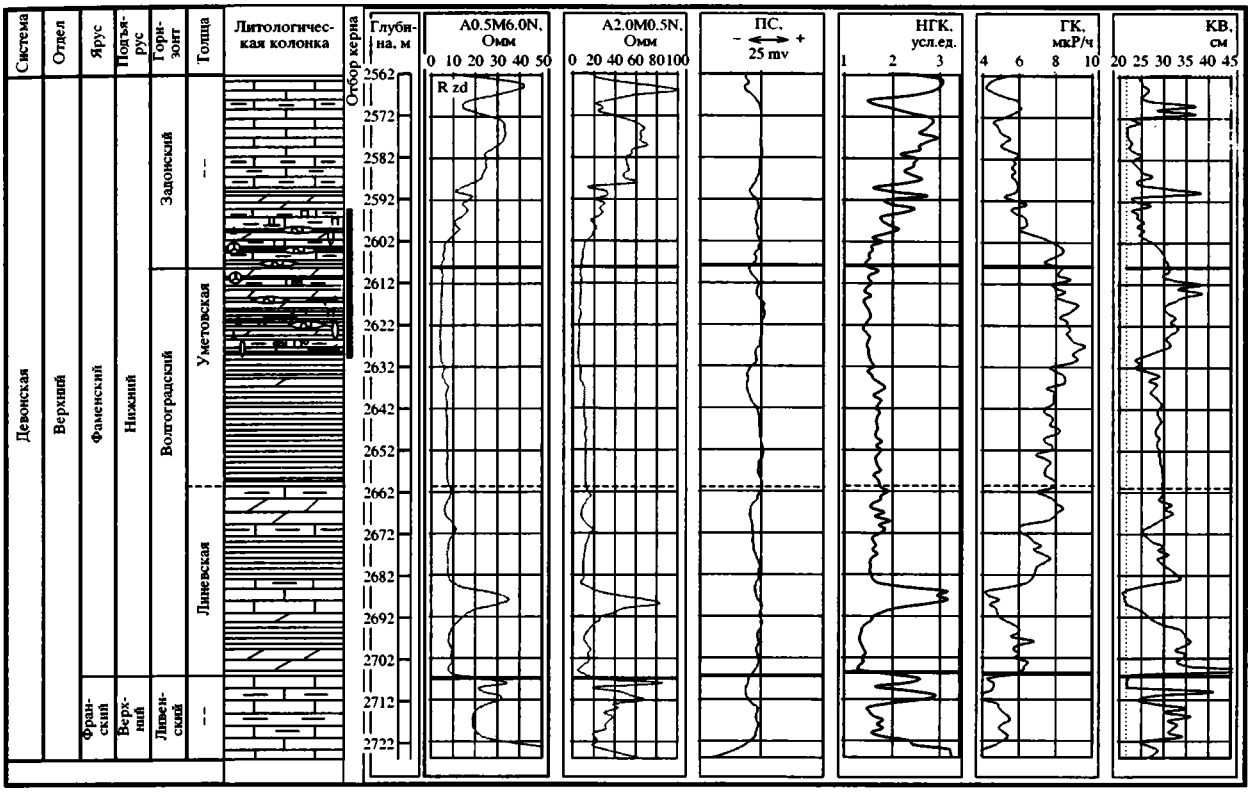


Рис. 3. Литолого-геофизический разрез стратотипа волгоградского горизонта скв. № 3 Ломовской площади Волгоградской области. Усл. обозначения см. на рис. 2.

ного (40%) материала, доломитизированного (2–3%), пиритизированного (1–2%). В шлифе известняки (обр. 3) криптозернистые с гранулированными и пиритизированными включениями (0.2–0.3 мм) перекристаллизованного органогенного детрита. К редким стилолитам приурочена доломитизация.

Инт. 2600–2606 м. В.к. 0.89 м. Переслаивание (2.5–3.0–0.7 см соответственно) аргиллитов (обр. 5), мергелей (обр. 6) и известняков (обр. 7) с преобладанием аргиллитов. Породы темно-серые, в различной степени известковистые, с многочисленными раковинами остракод и редкими – пелеципод на плоскостях наслоения. В шлифе аргиллиты (обр. 5) известковистые (21–22%), доломитизированные (6.34%, по данным химического анализа), пиритизированные (2%), с хлопьевидными скоплениями лейкоксена и спорами растений. Текстура линзовидно-горизонтальнослоистая, обусловленная наличием линзочек и невыдержанных слойков алевролита крупнозернистого кварцевого состава с единичными зернами эпидота, циркона, чешуек мусковита, сцементированных аутигенным кальцитом и пиритом. Цемент базального типа. Микроскопически мергели (обр. 6) сложены глинисто (40%)-карбонатным (45.35%, по данным химического анализа) материалом, доломитизированным (5.65%), пиритизированным (3–5%) и содержат редкие обломки мелких неопределимых раковин и немногочисленные споры. Текстура горизонтальнослоистая, обусловленная наличием прослоев, обогащенных зернами кварца алевритовой размерности, многочисленными (10–15%) чешуйками слюды (мусковита), углефицированным растительным детритом и перекристаллизованным органогенным детритом. В шлифе известняки (обр. 7) микрозернистые, глинистые до перехода в мергели, доломитизированные. Ромбики доломита (0.01–0.1 мм) равномерно распределены в пределах шлифа, встречаются сростки кристаллов (0.05–0.1 мм), некоторые ромбы имеют зонарное строение. Породы пористые (7–10%), поры округлые, изометричные (0.03–0.1 мм). В породах наблюдаются разнонаправленные трещины.

Волгоградский горизонт. Инт. 2606–2611 м. В.к. 4.0 м. Переслаивание аргиллитов и известняков. Толщина прослоев аргиллитов 10–20 см, известняков – 1.0–3.0 см. Аргиллиты (обр. 8) темно-серые с зеленоватым оттенком, неравномерно известковистые, слабо пиритизированные, плитчатые до листоватых, с раковинами остракод и углефицированным растительным детритом по наслоению. В шлифе аргиллиты слабо доломитизированные, содержат примесь зерен кварца мелкоалевритовой размерности, органогенный шлам. Известняки (обр. 9, 10) серые, микрозернистые, глинистые, с короткими клиновидными трещинками (шириной 0.1 см), выполненными кальцитом. Микроскопически известняки микрозернистые, плотные, слабо пиритизированные, прослоями с линзовидной текстурой, линзы обогащены зернами кварца, раковинами остракод, мелких пелеципод.

Инт. 2611–2618 м. В.к. 3.8 м. Переслаивание мергелей и известняков с подчиненными прослоями аргиллитов (обр. 19). В известняках встречены раковины брахиопод хорошей сохранности. В шлифах мергели (обр. 16, 17) сильно глинистые до перехода в аргилли-

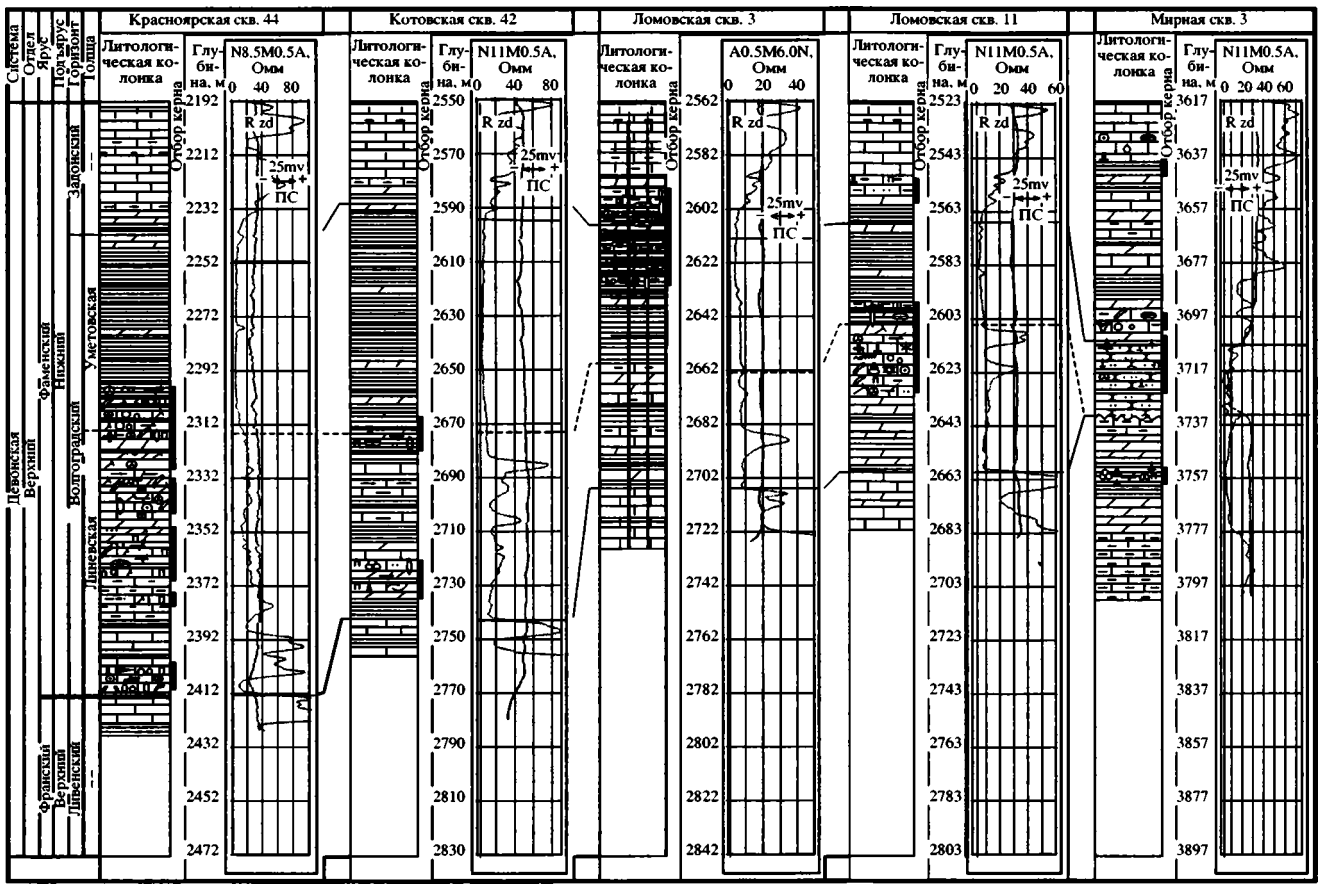


Рис. 4. Корреляция пограничных отложений франского и фаменского ярусов Уметовско-Линевской палеовпадины Волгоградской области. Усл. обозначения см. на рис. 2.

ты, слабо пиритизированные, с линзами мелкоалевритовых зерен кварца, среди которых заметны зерна полевых шпатов и редкие крупные (до 0.2 мм) чешуйки хлоритизированного биотита, с рассеянным углефицированным растительным детритом. Цемент в линзах кальцитовый, базального типа, участками каолинитовый. В шлифах известняки (обр. 18, 20) микрозернистые, плотные, слабо пиритизированные (1–2%), с примесью (1–2%) зерен кварца, обесцвеченных чешуек слюды, углефицированного детрита.

Инт. 2618–2623 м. В.к. 2.1 м. Аргиллиты (обр. 21) темно-серые со слабым зеленоватым оттенком, прослоями (толщиной 1.5–2.0 см) алевритистые, неравномерно известковистые до перехода в мергели (обр. 22). В породе встречаются редкие раковины брахиопод. В шлифах аргиллиты известковистые, пиритизированные (5–7%), с прослоями алевролитов кварцевого состава, с примесью хлоритоидов, содержат углефицированный растительный детрит, споры. Текстура тонко-горизонтальнослоистая.

Инт. 2623–2629 м. В.к. 2.5 м. Аргиллиты (обр. 24, 25) темно-серые со слабым зеленоватым оттенком, тонкодисперсные, неравномерно известковистые до перехода в мергели. На поверхностях наслоения встречаются раковины остракод и брахиопод. В аргиллитах присутствуют редкие тонкие (до 3.0 см) прослои известняков (обр. 26) серых, глинистых. В шлифах аргиллиты известковистые, алевритистые. Алевритовый материал кварцевого состава встречается в виде линз и тонких прослоев, в результате чего текстура линзовидно-горизонтальнослоистая. Породы пиритизированы, слабо доломитизированы, содержат углефицированный растительный детрит, споры, неопределимый органогенный шлам. В шлифе известняки микрозернистые, плотные, содержат обломки органогенных известняков, примесь зерен кварца мелкоалевритовой размерности, раковины мелких пелеципод, остракод, однокамерных фораминифер, брахиопод, таблички морских ежей, клубочки водорослей (гирванелл).

По данным ГИС, в подошве волгоградского горизонта скв. № 3 Ломовской площади, в интервале глубин 2692–2706 м, залегает пласт трещинно-кавернозных известняков, характеризующихся глинистостью 15–25%, низким электрическим сопротивлением и увеличением диаметра скважины. Ниже, в интервале 2706–2713 м, в кровле ливенского горизонта, залегает пласт плотных известняков, в средней части которого выделяется слой аргиллитов мощностью около одного метра. Указанный пласт известняков характеризуется глинистостью менее 5%, высоким электрическим сопротивлением и номинальным диаметром скважины.

Разрез скв. № 11 Ломовской площади. Волгоградский горизонт вскрыт в скв. № 11 Ломовской

площади (интервал 2560–2660 м), пробуренной в 1980 г. недалеко от г. Котово Волгоградской области (рис. 1, 4). Макроописание пород проведено Н.В. Даньшиной и Т.И. Федоренко. Мощность горизонта 100 м. Вынос керна 20%. Керном охарактеризована нижняя часть волгоградского горизонта в интервале 2597–2630 м. Задонский горизонт представлен керном в интервале 2551–2560 м. Ниже приведено послойное описание отложений.

Задонский горизонт. Инт. 2551–2560 м. В.к. 3.08 м. Переслаивание известняков (обр. 4, 6, 7) и аргиллитов (обр. 5). Известняки темно-серые, микрозернистые, глинистые до перехода в мергели, с пиритизированными ходами илоедов, раковинами брахиопод хорошей сохранности. Аргиллиты темно-серые, известковистые. В шлифе видно, что аргиллиты неравномерно известковистые, доломитизированные, пиритизированные (5–7%), битуминозные, с линзами алевролитов, с обломками водорослевых известняков. Алевролиты с карбонатным цементом базального типа. Текстура горизонтальнослоистая, обусловленная переслаиванием известняков (6–10 см) и аргиллитов (0.1–1.0 см), а также наличием парастилолитов. Породы трещиноватые, преобладают вертикальные трещины.

Волгоградский горизонт. Инт. 2597–2605.5 м. Слой 1. В.к. 0.4 м. Известняки (обр. 14) темно-серые, микрозернистые, неравномерно сильно глинистые, с вертикальными трещинами (через 3 см), редкими гнездами пирита и ходами илоедов. Порода состоит из глинисто (20%)-карбонатного (70%) материала. Наблюдаются зачаточные стилолиты, выполненные глинисто-битуминозным веществом.

Слой 2. В.к. 0.6 м. Аргиллиты (обр. 16) темно-серые с зеленоватым оттенком, известковистые, до перехода в мергели, плитчатые, слюдистые. В аргиллитах встречаются линзовидные прослои известняков (обр. 17) серых, пелитоморфных, с редкими раковинами брахиопод. По плоскостям наслоения отмечаются раковинки остракод.

Инт. 2605.5–2612 м. Слой 1. В.к. 2.35 м. Тонкое переслаивание известняков (обр. 18) и аргиллитов (обр. 20), переходы между слойками постепенные. Породы темно-серые, сильно глинистые, неравномерно известковистые с линзовидными прослоями (1.5 см) известняков (обр.19) серых, микрозернистых, крепких.

Слой 2. В.к. 2.3 м. Переслаивание мергелей и аргиллитов с преобладанием последних. Мергели (обр. 23) темно-серые с зеленоватым оттенком, микрозернистые, с раковинами брахиопод. Аргиллиты (обр. 21) темно-серые, плитчатые, неравномерно сильно известковистые до перехода в мергели (обр. 22). По плоскостям наслоения отмечаются присыпки слюды и углефицированный растительный детрит. В шлифе аргиллиты алевритистые, с нечеткими линзами, обогащенными зернами кварца алевритовой размерности, с раковинами остракод, обломками скелета мшанок, клубочками водорослей (гирванелл), сцементированных аутигенным кальцитом, цемент базального типа. В шлифе мергели (обр. 22) алевритистые (15%), сильно пиритизированные (10%), с крупными (0.2 см) стяжениями пирита, содержат кальцитовые спикулы губок (5–7%), перекристаллизованные стилиолины, споры (2–3%), фрагменты растительной ткани буровато-коричневого цвета.

Слой 3. В.к. 1.75 м. Известняки (обр. 24–27) серые с буроватым оттенком, микрозернистые, неравномерно глинистые, доломитизированные, перекристаллизованные, крепкие, массивные, конгломератовидного облика, который обусловлен наличием разнонаправленных сутурных швов. Породы трещиноватые, трещины извилистые, вертикальные, шириной до 2 мм, выполненные кальцитом. Отмечены включения кальцита (5.0 × 2.0 см) совместно с сульфатами и пиритом. Пирит в виде крупных сростков кристаллов (до 1.5 см). В верхней (обр. 24) и нижней (обр. 26) частях слоя встречены обильные скопления раковин брахиопод. Кристаллы кальцита и ангидрита заполняют иногда внутренние полости их раковин. В шлифе известняки (обр. 25) сгустково-комковатые, водорослевые (гирванеллы, ротплетцеллы), пористо-кавернозные (10–12%), с включениями аутигенных кристаллов кварца. Каверны кальцитизированы, участками доломитизированы и засульфачены. Кристаллы доломита и ангидрита крупные (0.15–0.20 мм). По периметру пор заметно развитие крустификационных каемок из мелких кристаллов кальцита. В породах содержатся единичные кальцитовые оолиты и крупные раковины гастропод.

Инт. 2612–2622.7 м. Слой 1. В.к. 0.25 м. Известняки (обр. 28) серые, участками с буроватым оттенком, конгломератовидного облика, обусловленного наличием разнонаправленных сутурных швов, в целом аналогичные описанным в слое 3 интервала 2605–2612 м.

Слой 2. В.к. 0.55 м. Известняки (обр. 29) серые, участками зеленовато-серые, органогенно-обломочные, доломитизированные, неравномерно глинистые, прослоями ракушняковые с многочисленными раковинами брахиопод и пелеципод. Текстура неясно слоистая за счет невыдержанных по простиранию глинистых слойков. Породы трещиноватые, трещины сомкнутые, без заполнения. В шлифе известняки органогенно-обломочные, содержащие раковины брахиопод, пелеципод, гастропод, единичные членики криноидей, таблички морских ежей, обрывки водорослей (гирванелл), встречаются обросшие водорослями обломки известняков микрозернистых, пеллеты. Матрикс представлен известняками неравномерно-глинистыми, доломитизированными, а также известняками неравномерно раскристаллизованными, пропитанными темно-коричневым битумоидом (выполнение межкристаллического пространства).

Слой 3. В.к. 1.45 м. Известняки серые (обр. 30) до темно-серых (обр. 31), микрозернистые, доломитизированные в глинистых разностях. По напластованию отмечаются ядра и створки раковин брахиопод, пелеципод и членики криноидей. В породе встречаются раковины брахиопод, внутренние полости которых выполнены кристаллами кальцита желтоватого цвета за счет пропитки битумоидами. Текстура пород линзовидно-слоистая. Известняки трещиноватые, трещины разнонаправленные, сомкнутые, без заполнения, а также клиновидные (шириной до 4.0 см), заполненные кальцитом.

Слой 4. В.к. 0.20 м. Аргиллиты (обр. 32) темно-серые с зеленоватым оттенком, известковистые, плитчатые до листоватых, слабо слюдистые, пиритизированные, с углефицированным растительным детритом на плоскостях наслоения. В шлифе видно, что аргиллиты сложены карбонатно-гидрослюдистым материалом, содержащим мелкие зерна кварца, тонкие чешуйки слюды (мусковита), мелкие раковинки остракод,

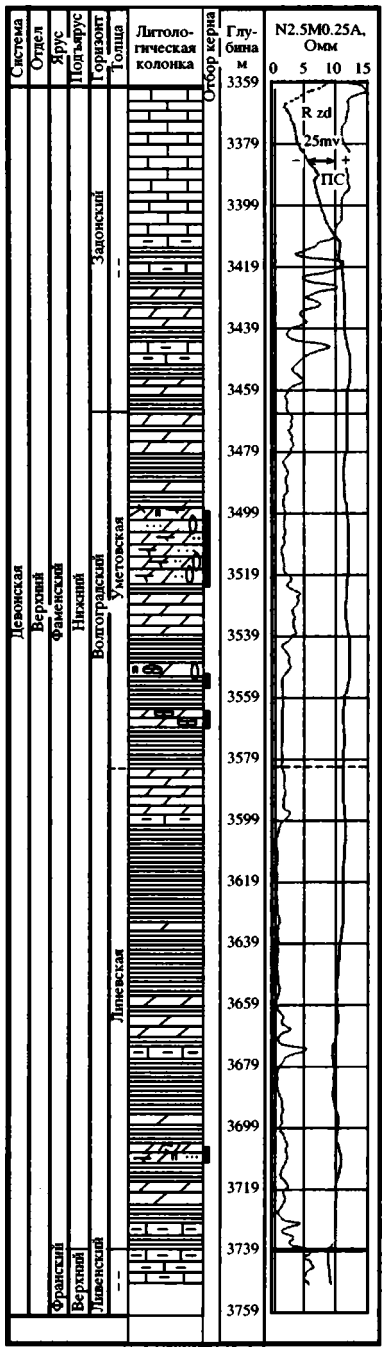


Рис. 5. Литолого-геофизический разрез волгоградского горизонта скв. № 30 Уметовской площади. Усл. обозначения см. на рис. 2.

клубочки и отдельные нити водорослей (гирванелл), мелкий углефицированный растительный детрит. Текстура горизонтальнослоистая.

Слой 5. В. к. 1.20 м. Известняки (обр. 33, 34) темно-серые, органогенно-детритовые, неравномерно глинистые, с обломками микрозернистых известняков и желваками водорослей; в верхней части слоя с прослоями ракушняков (до 6 см), сложенных раковинами брахиопод и члениками криноидей. Породы пиритизированы. Пирит встречается в виде отдельных включений (до 1.2 см), а также в парагенезисе с кальцитом и доломитом. Текстура конгломератовидная, обусловленная неравномерным распределением органогенного материала и наличием разнонаправленных сутурных швов. Породы трещиноватые, трещины сомкнутые, субвертикальные.

Слой 6. В. к. 0.45 м. Известняки (обр. 35, 36) темно-серые, глинистые, комковатые, содержат кальцитовые оолиты в верхней части слоя и многочисленные членики криноидей и раковины брахиопод хорошей сохранности – в нижней. Породы крепкие, с единичными кавернами (1 × 2 см), частично заполненными аутигенным крупнокристаллическим кальцитом. Текстура массивная. Известняки интенсивно трещиноватые. Трещины субвертикальные, открытые.

Слой 7. В. к. 0.40. Мергели (обр. 37, 38) темно-серые с зеленоватым оттенком, слоистые, с прослоями известняков в нижней части слоя. Известняки (обр. 39) темно-серые, органогенно-детритовые, аналогичные описанным в обр. 29 слоя 2 интервала 2612–2622 м. В шлифах мергели битуминозные, алевритистые, с зернами кварца мелкоалевритовой размерности (7–15%), с тонкими чешуйками слюды (мусковита), с мелкими стяжениями глобулярного пирита (5%), с многочисленными клубочками и отдельными трубочками водорослей (гирванелл), раковинами мелких остракод, углефицированным растительным детритом (5–7%). Все включения ориентированы по наслоению, в результате чего текстура пород тонко-горизонтальнослоистая. В шлифе (обр. 39) известняки органогенно-обломочные, фораминиферово-остракодовые, неравномерно глинистые, более глинистые участки доломитизированы. Породы пиритизированы, стилолитизированы, неравномерно раскристаллизованы. К стилолитам и к участкам с наиболее крупными кристаллами кальцита приурочены примазки желто-коричневого битумоида. Отмечается примесь (2–3%) аутигенного кварца с отдельными идиоморфными кристаллами.

Инт. 2622–2630 м. В.к. 2.7 м. Переслаивание аргиллитов, мергелей и известняков. Переходы между литологическими разностями постепенные. Текстура пород нечетко-горизонтальнослоистая. Породы трещиноватые, трещины открытые, субвертикальные, иногда взаимопересекающиеся. Известняки (обр. 40–43, 48, 49) темно-серые, комковатые, прослоями микрозернистые, участками (обр. 43) доломитизированные, с обилием раковин остракод и брахиопод, редкими кораллами. В шлифах известняки (обр. 41, 43) микрозернистые, неравномерно глинистые, слабо (2–3%) алевритистые, битуминозные, доломитизированные, пиритизированные (мелкие стяжения глобулярного пирита), содержат мелкие тонкие раковинки остракод, однокамерных фораминифер, углефицированный растительный детрит, единичные трубочки водорослей (гирванелл). Аргиллиты (обр. 44, 46) темно-серые, прослоями почти черные, неравномерно сильно известковистые, слабо слюдистые, с углефицированным растительным детритом по плоскостям наслоения. В верхней части слоя в аргиллитах (обр. 44) встречены линзочки (до 1.5 см) известняков доломитизированных (обр. 45). В шлифах аргиллиты (обр. 44, 46) сильно известковистые, алевритистые (3–5%), с обилием фрагментов растительной ткани желто-коричневого цвета и мелких спор, с редкими кальцитовыми спикулами губок, единичными раковинками фораминифер и табличками морских ежей.

Рис. 6. Палеогеологический профиль франских и фаменских отложений Уметовско-Линевской впадины Волгоградского Поволжья.

Породы: 1 – аргиллиты; 2 – аргиллиты известковистые; 3–6 – известняки: 3 – известняки, 4 – глинистые, доломитизированные, мергели, 5 – рифогенные; 6 – предполагаемой рифогенной постройки; 7 – размыв; 8 – разрывное нарушение. Стратиграфические подразделения: fr – франский ярус; sm – семилукский горизонт; pt – петинский горизонт; vr – воронежский горизонт; ev–lv – евлановский и ливенский горизонты; fm – фаменский ярус; vg – волгоградский горизонт; zd – задонский горизонт. Другие усл. обозначения см. на рис. 2.

Породы пиритизированы, участками доломитизированы, с единичными зернами глауконита. Мергели (обр. 47) темно-серые, слюдистые. В шлифе видно, что мергели, как и аргиллиты, содержат зерна кварца (5–7%) алевритовой размерности и фрагменты растительной ткани, а также крупные чешуйки обесцвеченной слюды, разрозненные трубочки водорослей (гирванелл) и кальцитовые спикулы губок.

В подошве волгоградского горизонта в скв. № 11 Ломовской площади (инт. 2653–2660 м), по данным ГИС, залегают (сверху вниз) мергели и пласт аргиллитов мощностью 1.7 м. Мергели характеризуются высокими значениями ГК, низким электрическим сопротивлением, увеличением диаметра скважины. Ниже, в интервале глубин 2660–2667 м, в кровле ливенского горизонта, залегает пласт плотных известняков, в верхней части более пористых (до 10%), характеризующихся глинистостью менее 5%, высоким электрическим сопротивлением и близким к номинальному диаметром скважины.

Строение и стратиграфические соотношения отложений волгоградского горизонта с ниже- и вышезалегающими горизонтами показаны на схемах и палеогеологическом профиле (рис. 4, 5, 6). В пределах Уметовско-Линевской палеовпадины волгоградский горизонт залегает на отложениях ливенского горизонта. К западу от Уметовско-Линевской палеовпадины он выклинивается. К востоку, в сторону Прикаспийской впадины, на территории Антиповско-Щербаковской зоны древних поднятий (рис. 6), где участками отмечается предфаменский перерыв в осадконакоплении и размыв, он подстилается, в ряде разрезов, породами семилукского горизонта (Манцурова, 2000).

В разрезах относительно глубоководной части шельфа волгоградский горизонт залегает согласно на подстилающих его образованиях ливенского горизонта (подзона Grandispora subsuta), представленных глинистыми известняками с прослоями мергелей и аргиллитов, замещающимися в разрезах мелководного шельфа, вблизи западного борта Уметовско-Линевской палеовпадины, биогермными известняками. В разрезах относительно глубоководной части шельфа (скв. 30-Уметовская) для волгоградского горизонта характерно преобладание аргиллитов и мергелей с тонкими (от нитевидных до 3.0 см) прослоями известняков серых, пелитоморфных (рис. 5). Текстура пород почти всегда горизонтальнослоистая. Аргиллиты известковистые, пиритизированные (1–5%), содержат примесь зерен кварца мелкоалевритовой размерности (2–10%). Породообразующими минералами аргиллитов являются гидрослюды (70–80%) и каолинит (30–20%). В породах содержатся редкие раковины остракод, брахиопод, мелкий углефицированный растительный детрит. Мергели имеют характерный зеленоватый оттенок, часто доломитизированные (2–18%). Максимальная мощность волгоградского горизонта составляет 320 м (скв. 10-Южно-Уметовская) (Цыганкова, Манцурова, 1998).

В разрезах мелководного шельфа нижняя часть волгоградского горизонта (линевская толща) более известковистая. Известняки органогенно-обломочные, неравномерно глинистые с прослоями мергелей и аргиллитов. В породах отмечено повышенное содержание кальцитовых спикул губок, обильны водоросли (гирванеллы), в обломках встречаются табулятоморфные кораллы и строматопораты. Проведенный анализ результатов химического определения карбонатности пород показал, что, в среднем, для нижней части горизонта характерна более высокая кар-

бонатность (43%), чем для верхней (36%). Верхняя часть горизонта (уметовская толща) более глинистая, в ней преобладают аргиллиты и мергели, содержащие мелкоалевритовые зерна кварца, мелкий углефицированный растительный детрит и споры, редко раковины брахиопод и остракод.

Граница ливенского и волгоградского горизонтов охарактеризована керном в скважинах 40 (инт. 2631–2638 м) и 43 (инт. 2645–2652 м) Котовской площади (мелководный шельф) (рис. 1). Здесь аргиллиты волгоградского горизонта имеют сокращенную мощность и залегают несогласно на известняках ливенского горизонта. В обоих случаях контакты резкие. Наличие небольшого перерыва подтверждается повышенной кавернозностью, стилолитизацией ливенских органогенно-обломочных известняков. Обломки имеют размер от 0.1 до 5 см и представлены известняками водорослевыми и сгустково-комковатыми, неравномерно глинистыми, доломитизированными. Возможно, данный перерыв отвечает нижней подзоне зоны Palmatolepis triangularis или ее части.

В подошве волгоградского горизонта отмечается окремнение (скв. 44-Котовская, интервал 2751–2759 м), пятнистая сульфатизация и пиритизация (скв. 43-Котовская), причем пиритизированы переотложенные обломки водорослевых известняков и строматопорат ливенского возраста (Даньшина и др., 1995). В скв. 44-Красноярской (интервал 2405–2410 м) в подошве волгоградского горизонта вскрыты известняки плотные, содержащие примесь кристаллокластики, что свидетельствует о проявлении вулканической деятельности в это время.

Основным источником сноса в раннефаменское время был Задонский выступ фундамента, поэтому вблизи юго-западного борта Уметовско-Линевской впадины карбонатно-глинистые отложения волгоградского горизонта замещаются терригенными породами (рис. 4). В скважинах 2-Мирной (инт. 3843–3847 м) и 3-Мирной (3716–3726 м) вскрыты песчаники, мощность которых составляет 26 м. Песчаники кварцевые, с полевыми шпатами (микроклины), среднезернистые (0.2–0.35 мм), хорошо отсортированные. Цемент каолинитовый, порово-пленочный. Участками песчаники кварцитовидные, с конформным типом цементации и включениями лейкоксена и пирита. Текстура пород массивная. В верхней части волгоградского горизонта песчаники переслаиваются с алевролитами и известковистыми аргиллитами.

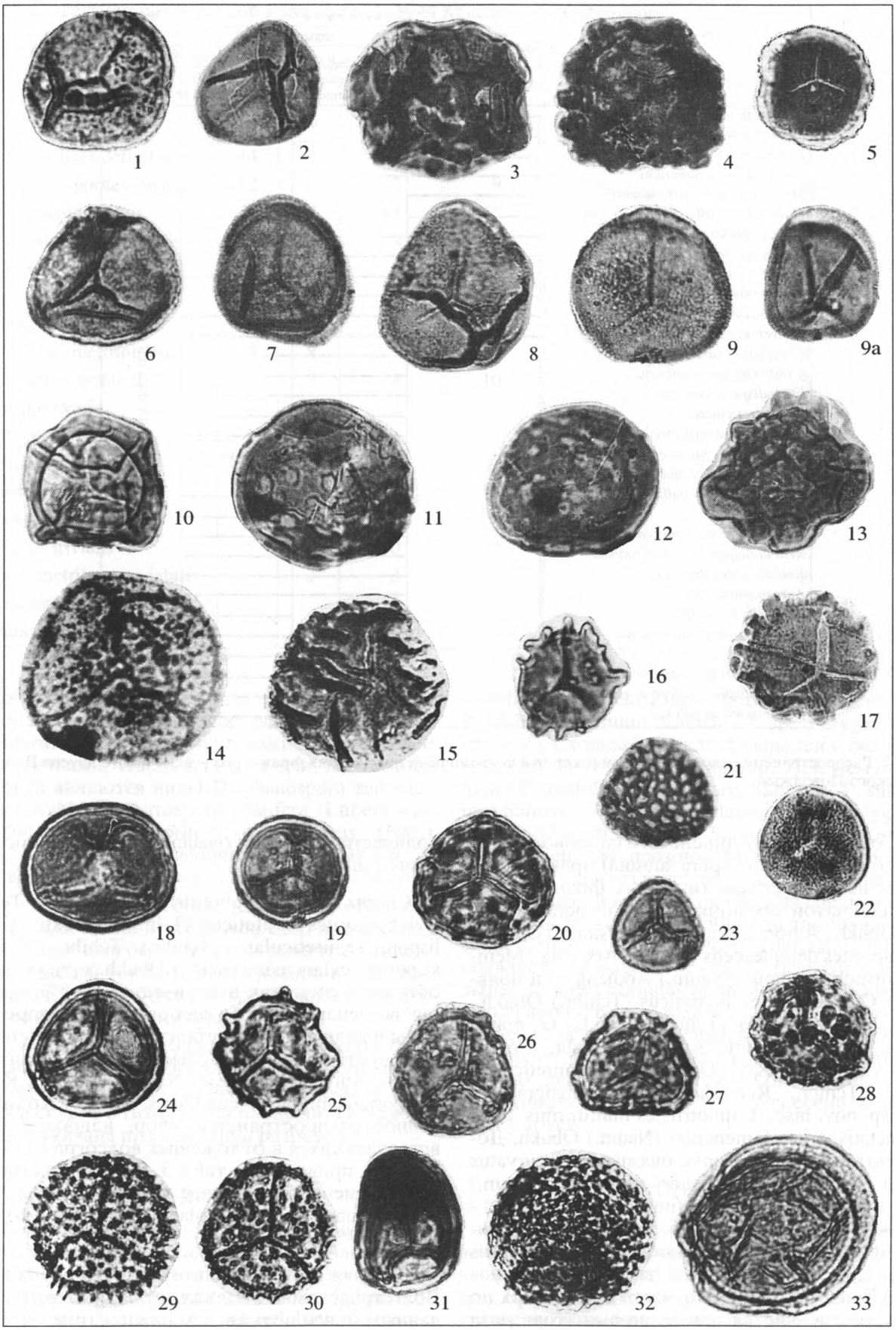
Граница волгоградского и задонского горизонта охарактеризована керном в скв. 3-Ломовской. Здесь аргиллиты волгоградского горизонта (инт. 2606–2611 м) перекрыты мергелями и известняками задонского горизонта (инт. 2595–2606 м). Известняки микрозернистые, глинистые, слабо алевритистые (2–5%), доломитизированные, пиритизированные, с раковинами остракод и спорами растений. Текстура пород горизонтально-линзовиднослоистая. Часто в основании задонского горизонта отмечаются прослои оолитовых и органогенно-обломочных известняков, содержащих членики криноидей, раковины остракод и брахиопод, редко остатки мшанок и морских ежей.

СПОРЫ

Палинокомплекс волгоградского горизонта (зона Corbulispora viminea – Geminospora vasjamica) изучен в большом количестве скважин (Чибрикова, Назаренко, 1974; Манцурова, 1987; Даньшина и др., 1995; Манцурова, Цыганкова, 1995 и др.), преимущественно в пределах распространения мелководноморского шельфового типа разреза. Палинокомплекс представлен 40–50 видами, из которых наиболее распространены 18–24 (табл. 1–3, фототабл.). Данный комплекс спор

Споры волгоградского горизонта фаменского яруса Русской платформы (палинозона Corbulispora viminea – Geminospora vasjamica) (Увеличение ×500).

1, 2 – Geminospora notata (Naum.) Obukh. var. microspinosus Tchibr.: 1 – скв. 44-Красноярская, инт. 2304–2308 м, обр. 2; 2 – скв. 42-Котовская, инт. 2675–2680, обр 10. 3, 4 – Corbulispora viminea (Nekr.) Obukh.: 3 – скв. 23-Романовская, инт. 3480–3487 м, обр. 10; 4 – скв. 4-Островская, инт. 2740–2746 м, обр. 4. 5 – Auroraspora varia (Naum.) Ahmed. var. minor Naum., скв. 42-Котовская, инт. 2671–2746 м, обр. 6. 6 – 9a – Geminospora vasjamica (Tchibr.) Obukh. & Nekr.: 6 – скв. 44-Красноярская, инт. 2304–2308 м, обр. 6; 7 – скв. 23-Романовская, инт. 3480–3487 м, обр. 2; 8, 9 – скв. 3-Ломовская, инт. 2606–2611 м, обр. 12; 9a – скв. 11-Ломовская, инт. 2605–2612 м, обр. 20. 10 – Knoxisporites dedaleus (Naum.) Moreau-Benoit. скв. 44-Красноярская, инт. 2304–2308 м, обр. 2. 11, 12 – Dictyotriletes annae Mants. sp. nov. msc., скв. 3-Мирная, инт. 3709–3716 м, обр. 41. 13 – Lophotriletes multiformis Tchibr., скв. 3-Ломовская, инт. 2618–2623 м, обр. 21. 14 – Cymbosporites rovninae Mants. sp. nov. msc., скв. 97-Камышинская, инт. 4805–4810 м, обр. 10. 15 – Corbulispora semireticulata (Tchibr.) Tchibr. Скв. 69-Ново-Коробковская, инт. 2633–2638 м, обр. 22. 16, 17 – Pustulatisporites pullus (Naum.) Obukh.: 16 – там же, где фиг. 2; 17 – там же, где фиг. 5. 18 – Retusotriletes communis Naum., там же, где фиг. 5. 19 – Retusotriletes pychovii Naum., там же, где фиг. 5. 20 – Pustulatisporites famenensis (Naum.) Obukh., там же, где фиг. 5. 21 – Reticulatisporites volgogradicus Mants. sp. nov. msc., скв. 3-Мирная, инт. 3709–3716 м, обр. 41. 22, 23 – Punctatisporites famenensis (Naum.) Obukh.: 22 – там же, где фиг. 5; 23 – скв. 3-Ломовская, инт. 2606–2611 м, обр. 12. 24 – Stenozonotriletes definitus Naum., скв. 14-Ломовская, инт. 2670–2678 м, обр. 50. 25–27 – Converrucosisporites curvatus (Naum.) Turn.: 25, 27 – скв. 44-Красноярская, инт. 2304–2308 м, обр. 2; 26 – там же, где фиг. 8, 9. 28 – Converrucosisporites curvatus (Naum.) Turnau var. medius Kedo, там же, где фиг. 5. 29, 30 – Cymbosporites boafeticus (Tchibr.) Obukh.: 29 – скв. 42-Котовская, инт. 2669–2671 м, обр. 1; 30 – там же, где фиг. 15. 31 – Archaezonotriletes variabilis Naum. var. insignis Senn., там же, где фиг. 5. 32 – Verrucosisporites evlanensis (Naum.) Obukh., там же, где фиг. 5. 33 – Diaphanospora rugosa (Naum.) Byvsch., там же, где фиг. 5.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
9a
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33

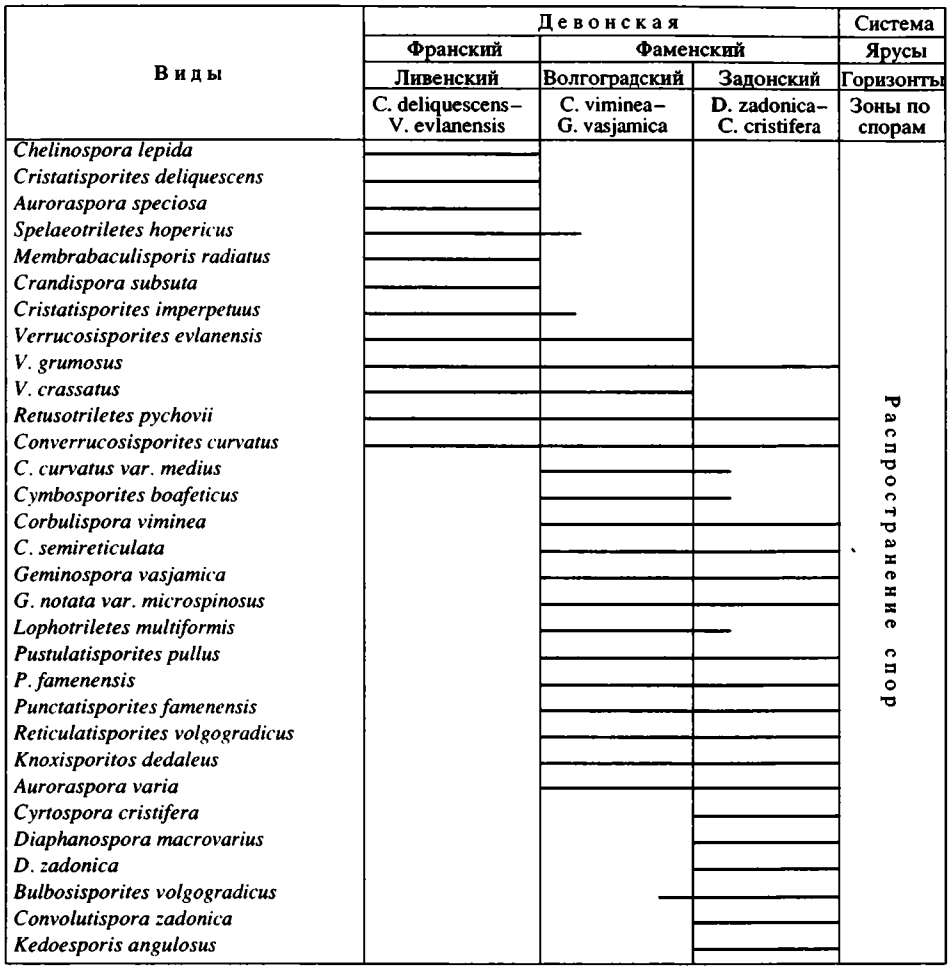


Рис. 7. Распространение характерных видов спор в пограничных отложениях франского и фаменского ярусов Волгоградского Поволжья.

(рис. 7) отличается от ливенского спорового комплекса (подзона Grandispora subsuta) практически полным исчезновением типичных франских видов с пленчатой оболочкой: Grandispora subsuta (Naz.) Obukh., Auroraspora speciosa (Naum.) Obukh., Cristatisporites deliquescens (Naum.) Arkhang., Membrabaculisporis radiatus (Naum.) Arkhang. – и появлением Cymbosporites boafeticus (Tchibr.) Obukh., Geminospora vasjamica (Tchibr.) Obukh., G. notata (Naum.) Obukh. var. microspinosus Tchibr., Corbulispora viminea (Nekr.) Obukh., C. semireticulata (Tchibr.) Tchibr., Reticulatisporites volgogradicus Mants. sp. nov. msc., Lophotriletes multiformis Tchibr., Punctatisporites famenensis (Naum.) Obukh. Доминируют в спектрах Converrucosisporites curvatus (Naum.) Turnau, Pustulatisporites pullus (Naum.) Obukh. и Stenozonotriletes definitus Naum. (табл. 1–3). Отмечено, что в большинстве разрезов в нижней части горизонта преобладает P. pullus (Naum.) Obukh., а в верхней части – C. curvatus (Naum.) Turnau. Кроме того, часто снизу вверх по разрезу увеличивается примерно в полтора раза количество G. notata (Naum.) Obukh. var. microspinosus Tchibr.

Споры видов Lophotriletes multiformis Tchibr., Cymbosporites boafeticus (Tchibr.) Obukh., Corbulispora semireticulata (Tchibr.) Tchibr., Verrucosisporites evlanensis (Naum.) Obukh. присутствуют обычно в спектрах в количестве до 5%, причем они встречаются не во всех разрезах. Распространены в волгоградском горизонте также Retusotriletes pychovii Naum., Archaeozonotriletes variabilis Naum., Auroraspora varia (Naum.) Ahmed., Reticulatisporites volgogradicus Mants. sp. nov. Количественное распространение спор, наиболее часто встречающихся в отложениях волгоградского горизонта, приведено в табл. 3. В большинстве разрезов отмечается наличие четырехлучевых спор Archaeozonotetraletes Araslanova, обычно в количестве до 2–3%.

Верхняя граница волгоградского горизонта в Волгоградском Поволжье по палинологическим данным менее четкая, чем нижняя (рис. 7). Боль-

Таблица 1. Распространение спор в разрезе скв. № 44 Красноярской площади

Горизонт, интервал, м, образец, споры, % / Виды	Волгоградский							
	2296–2300		2304–2308	2313–2317	2323–2326	2329–2333	2338–2340	2400–2405
	1	1a	2	6	10	11	14	23
Stenozonotriletes definitus	14	11	9	14		5	9	
Converrucosisporites curvatus	12	9	3	9	9	5	8	33
Pustulatisporites pullus	9	8	11	15	30	8	15	12
Punctatisporites famenensis	3	5	4	2	4	5		
P. solidus	12							
P. minor	7					3		
Geminospora vasjamica	5	7	6	7	4	6	7	12
G.notata var. microspinosus	7	8	9	11	7	10	8	10
Retusotriletes pychovii	5	7	8	10		9	5	
Auroraspora varia	3		2		3	2	2	6
Corbulispora viminea	1		1	4			2	1
Lophotriletes multiformis		3	3		6	3	4	6
L. rugosus		9				5	3	
Cymbosporites boafeticus		7	2		2		3	
Leiotriletes trivialis	5	6	10	10	10	9	9	4
Archaeozonotriletes variabilis		3	3	2		3	2	
Hymenozonotriletes pallidus			6			3	9	
Diaphanospora rugosa					1	2		2

шинство видов спор переходит в задонский горизонт (палинозона Diaphanospora zadonica – Cyrtospora cristifera), сложенный мергелями, аргиллитами и известняками. Характерными для задонского горизонта являются виды Diaphanospora zadonica (Naum.) Avkhim., Cyrtospora cristifera (Luber) Van Der Zwan, Bulbosisporites volgogradicus (Naz.) Obukh., Convolutispora zadonica (Nekr.) Obukh. et Nekr., Kedoesporis angulosus (Naum.) Obukh. и др.

Как следует из всего вышеизложенного, наиболее резкая смена комплексов спор происходит в основании волгоградского горизонта (линевско-уметовской толщи). Этот уровень и был выбран в качестве границы между франским и фаменским ярусами (Манцурова, 1987).

Ниже приведены таблицы послойного распространения спор, изученных по разрезу волгоградского горизонта в скв. № 44 Красноярской площади и в скв. № 3 Ломовской площади. Привязка образцов указана при описании разрезов.

КОНОДОНТЫ

Конодонты изучены В.Г. Халымбаджой в скв. 11 Ломовской площади из средней части волгоградского горизонта (инт. 2612–2630 м) (рис. 4). Комплекс конодонтов включает виды: Palmatolepis triangularis Sannem., P. subperlobata Sannem., P. delicatula clarcki Ziegl., Icriodus alternatus Brans. & Mehl., I. cornutus Sannem., I. sp., Polygnathus sp. (табл. 4). Сходный комплекс выделен в скв. 13-Ломовской (инт. 2623–2632 м, обр. 3). В нем определены Palmatolepis triangularis Sannem., P. subperlobata Sannem., P. delicatula clarcki Ziegl., Polygnathus sp., Icriodus aff. cornutus Sannem. Этот комплекс характерен для подзоны Middle triangularis, так как в нем присутствует вид Palmatolepis delicatula clarcki, появляющийся с основания средней подзоны. Все остальные виды обычны для средней подзоны P. triangularis. Palmatolepis delicatula delicatula появляется с нижней части подзоны и проходит выше. Icriodus cornutus появляется в средней части подзоны и тоже проходит выше. Виды, появляющиеся с верхней подзоны, в этом комплексе отсутствуют. Решением Международной подкомиссии по девонской системе конодонтовая зона Palmatolepis triangularis была отнесена к фаменскому ярусу.

БРАХИОПОДЫ

Распространение брахиопод в отложениях волгоградского горизонта изучалось В.И. Шевченко (Карпов и др., 1962; Даньшина и др., 1995 и др.). В нижней части горизонта брахиоподы представлены новыми видами, не встречающимися в

Таблица 2. Распространение спор в разрезе скв. № 3 Ломовской площади

Виды / Горизонт, интервал, м, образец, споры, %	Задонский		Волгоградский					
	2595–2603	2603–2606	2606–2611		2611–2618	2618–2623	2623–2629	
	1	5	9	12	16	21	24	27
Converrucosisporites curvatus	12	6	17	9	13	20	7	8
Pustulatisporites pullus	11	10	11	12	10	14	13	7
Punctatisporites minor	7	1		4	2	3		
P. famenensis	5	2	3	4	2	1		2
P. solidus	4	5	2	2		1	4	
P. nigratus	1			1		0.5	2	1
Reticulatisporites perlotus	7	3		5		3	8	5
R. volgogradicus	2	5		4	2	1		1
R. retiformis			2		1			
Retusotriletes communis	7		4	10	2	10	4	
R. pychovii		5	5		2	1	7	7
Diaphanospora rugosa	7	8		0.5				2
Archaeozonotriletes variabilis	6	6	2	5	2	7	3	6
A. variabilis var. insignis					8			2
Stenozonotriletes definitus	6	8	7	2	4	8	10	6
S. laevigatus			3	2	1			1
S. pumilus		2			1			
Hystricosporites hamulus	4	4		1		1		
Kedoesporis livnensis	3	3	2	6		0.5		1
Bulbosisporites volgogradicus	2							
Grandispora famenensis	2	1	1	1				
Convolutispora zadonica	2							
Geminospora vasjamica	1		2	2			1	1
G. notata var. microspinosus	4	3	5	8	5	2	2	7
Lophozonotriletes aff. torosus	1			1	7			
Knoxisporites dedaleus		4				5		2
Verrucosisporites grumosus		3	2		1		3	
V. evlanensis			2			2		1
V. crassatus			2			3	2	1
Corbulispora semireticulata					1	1	1	
Spelaeotriletes hopericus			0.5	1		1		3
Lophotriletes multiformis						1		
Dictyotriletes annae			2	1			1	
Cymbosporites boafeticus			2		1		2	4
Auroraspora varia			5	2	6			10
Lophotriletes multiformis			3		1			
Archaeozonotetraletes alius	1		2	1	2			1
Acritarcha				4			4	8

Таблица 3. Количество спор, наиболее часто встречающихся в отложениях волгоградского горизонта

Виды	Количество, %	
	максимальное	Среднее
Pustulatisporites pullus	40.0	12.0
Converrucosisporites curvatus	33.0	8.0
Stenozonotriletes definitus	25.0	7.5
Punctatisporites minor	20.0	3.5
P. famenensis	18.0	2.9
P. solidus	15.0	5.0
P. nigratus	4.0	0.5
Hystricosporites hamulus	18.0	2.1
Auroraspora varia	12.5	4.5
Geminospora vasjamica	12.0	6.0
G. notata var. microspinosus	15.0	6.5
Retusotriletes pychovii	12.3	6.4
R. communis	7.0	1.4
Leiotriletes trivialis	10.0	4.5
Diaphanospora rugosa	8.0	1.2
Archaeozonotriletes variabilis	8.4	4.0
Reticulatisporites perlotus	7.9	2.4
R. volgogradicus	9.1	3.6
Cymbosporites boafeticus	7.6	2.5
Lophotriletes multiformis	7.0	0.9
Corbulispora viminea	7.0	1.7
Verrucosisporites crassatus	5.5	0.9
V. grumosus	3.0	0.9
V. evlanensis	2.7	0.7
Acritarcha	90.0	8.0

Таблица 4. Распространение конодонтов в разрезе скв. № 11 Ломовской площади

Виды / Горизонт, интервал, м, образец	Волгоградский								
	2612–2622					2622–2630			
	29	29a	30	34	35	40	48	49	49a
	+	+							+
P. delicatula delicatula Sannem.	+		+						
P. delicatula clarcki Ziegl.	+				+				+
P. subperlobata Sannem.	+	+							+
Polygnathus foliatus Bryant.	+								
P. ex gr. brevilaminus		+		+	+	+	+	+	+
Icriodus cornutus Sannem.							+		
I. alternatus Brans. & Mehl.									+
I. aff. alternatus							+		

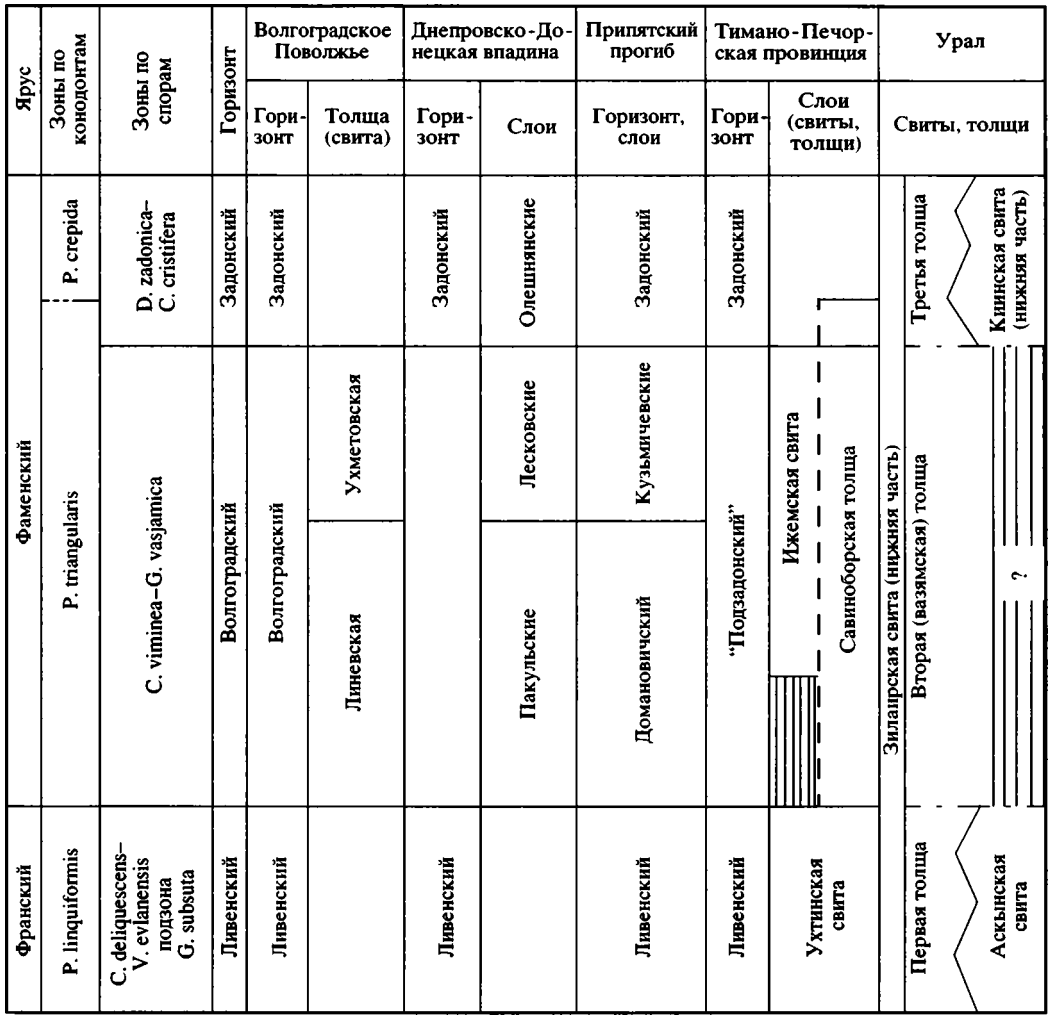


Рис. 8. Сопоставление пограничных франских и фаменских отложений Русской платформы и Урала по палинологическим данным (Назаренко и др., 1993).

нижележащих отложениях: Cyrtospirifer lomovensis Schev. msc., C. umetovensis Schev. msc., Athyris lomovensis Schev. msc., Lingula kotovensis Schev. msc., Liorhynchus kotovensis Schev. msc, Adolfia sp. nov., наряду с редкими экземплярами Theodossia sp. плохой сохранности. Выше по разрезу появляются раковины Cyrtospirifer asiaticus Brice и C. ex gr. asiaticus, широко распространенные выше в задонском горизонте.

Из других органических остатков в волгоградском горизонте встречены остракоды, фораминиферы, строматопораты, микросколекодонты, акритархи и водоросли. Установлено, что остракоды, фораминиферы и строматопораты в отложениях волгоградского горизонта присутствуют в основном в обломках, переотложенных из ливенского горизонта. Известковые водоросли представлены видами широкого вертикального распространения Girvanella ducii Weth. и Rothpletzella devonica (Masl.) или скоплениями харовых Umbella bella Masl. (Даньшина и др., 1995).

На территории Волгоградского Поволжья отложения волгоградского горизонта достоверно установлены в пределах Уметовско-Линевской впадины и Антиповско-Щербаковской зоны древних поднятий (Чибрикова, Назаренко, 1974; Манцурова, 1987, 2000) (рис. 6). По-видимому, аналоги волгоградского горизонта могут быть установлены на доступных бурению глубинах по всему обрамлению Прикаспийской впадины. В пределах Волго-Уральского региона волгоградский горизонт достоверно установлен в разрезах Волгоградской и Саратовской областей, а также на Южном Урале и в Приуралье.

Распространение волгоградского горизонта и его возрастных аналогов (палинозона Corbulispora viminea–Geminospora vasjamica) прослежено по территории Русской платформы и Урала (Чибри-

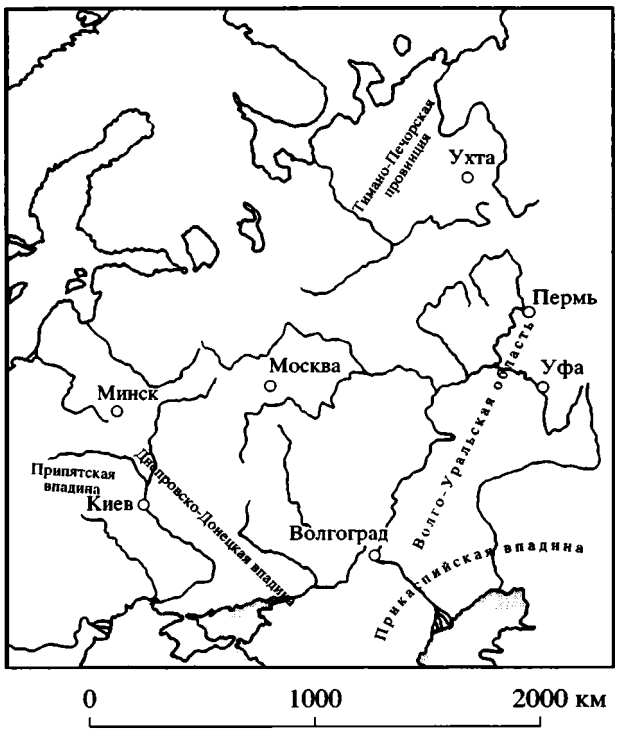


Рис. 9. Районы распространения отложений волгоградского горизонта на Русской платформе.

кова, Назаренко, 1974; Назаренко и др., 1993; Avkhimovitch et al., 1993; Obukhovskaya, 2000 и др.) и показано на приведенных схемах (рис. 8, 9). В Припятской впадине волгоградскому горизонту соответствуют домановичский горизонт и нижняя часть кузьмичевских слоев, в Днепровско-Донецкой впадине – пакульские и нижняя часть лесковских слоев, в Тимано-Печорской провинции – подзадонские отложения нижнего фамена, на Урале – вазямская толща зилаирской свиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Даньшина Н.В., Назаренко А.М., Шевченко В.И. и др. Закономерности распределения фауны, флоры и корреляция пограничных слоев разнофациальных франско-фаменских отложений Волгоградского Поволжья // Пределы точности биостратиграфической корреляции / Тр. XXXVI сессии ВПО (январь 1990 г., Сыктывкар). М.: РАН, 1995. С. 101–106.

Карпов П.А., Кондратьева М.Г., Нечаева М.А. и др. К сопоставлению фаменских отложений сопредельной территории северо-западного Прикаспия // ДАН СССР. 1960. Т. 181. № 1. С. 157–160.

Карпов П.А., Шевченко В.И., Нечаева М.А. Стратиграфия девонских отложений Волгоградской области по новым данным // Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Девонская система. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 74–84.

Карпов П.А. Стратиграфия доживетских и девонских отложений Ростовской, Волгоградской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 46. С. 62–111.

Манцурова В.Н. Палинологическая характеристика линевских и уметовских слоев Волгоградского Поволжья // Нефтегеологическая зональность и методы поисков нефти и газа в Прикаспийском регионе. М.: ИГиРГИ, 1987. С. 95–101.

Манцурова В.Н. Комплексное палеонтологическое обоснование расчленения пограничных франских и фаменских отложений Антиповско-Щербаковской зоны // Проблемы освоения нефтегазовых месторождений Нижнего Поволжья. Волгоград: ОАО ВолгоградНИПИморнефть. 2000. Вып. 57. С. 75–90.

Манцурова В.Н., Цыганкова В.А. Характеристика волгоградского горизонта нижнефаменского подъяруса (палинозона Corbulispora vimineus – Geminospora vasjamica) Волгоградского Поволжья // Палинология в России. М.: ИГиРГИ, 1995. С. 34–42.

Назаренко А.М., Чибрикова Е.В., Авхимович В.И. и др. Палинологическое обоснование границы франского и фаменского ярусов на территории Восточно-Европейской платформы // Палеонтологический метод в геологии. М.: ИГиРГИ, 1993. С. 11–23.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Вып. 31. 1999. 41с.

Цыганкова В.А., Манцурова В.Н. Типовые разрезы и литолого-палеонтологическая характеристика волгоградского горизонта на территории Волгоградского Поволжья // Геология и минеральные ресурсы юго-востока Русской платформы // Тез. докладов Всероссийской конференции, посвященной памяти профессора В.В. Тикшаева. Саратов: НВНИИГГ, 1998. С. 45.

Чибрикова Е.В., Назаренко А.М. Новые стратиграфические подразделения в верхнем девоне юго-востока Русской платформы и Урала и их палинологическая характеристика // Палинология протерофита и палеофита. М.: Наука, 1974. С. 39–47.

Avkhimovitch V.I., Tchibrikova E.V., Obukhovskaya T.G. et al. Middle and Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe // Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine. 17, 1. Boussens, June, 24, 1993. P. 79–147.

Obukhovskaya T.G., Avkhimovitch V.I., Streel M., Loboziak S. Miospores from the Franian-Famennian Boundary deposits in Eastern Europe (the Pripyat Depression, Belorus and the Timan-Pechora Province, Russia) and comparison with Western Europe (Northern France) // Rev. Palaebot. Palynol. 2000. V. 112. P. 229–246.

Рецензент А.С. Алексеев

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2003, том 11, № 1, с. 20–38

УДК 551.7 : 551.3.051(470.311)

СТРАТОТИП СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСА В КАРЬЕРЕ ЗАБОРЬЕ (ПОДМОСКОВЬЕ). ЧАСТЬ I. ЛИТОФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

© 2003 г. П. Б. Кабанов

Палеонтологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 07.02.2001 г., получена после доработки 15.05.2001 г.

Дана послойная литофациальная характеристика лектостратотипа серпуховского яруса в карьере Заборье близ Серпухова. По комплексу признаков в разрезе выделено десять пачек, границы которых в ряде случаев не совпадают с границами ранее принятых местных подразделений. Подтверждено присутствие в основании разреза закарстованной кровли веневского горизонта. Выше установлено несколько уровней обмеления, маркируемых следами корней и усилением признаков пресноводного диагенеза. Первый уровень отделяет нижнюю треть тарусского горизонта, второй проходит в верхах тарусского горизонта и предлагается в качестве его верхней границы, третий проходит в верхней трети нижнестешевской подсвиты и может представлять собой по крайне мере два сближенных горизонта обмеления. Параллельно с нарастающими вверх признаками аридизации, в нижнестешевской части разрезов Заборье и Новогуровский фиксируется устойчивое появление штормовых текстур в сублиторальных фациях, а в его терминальной части впервые в окско-серпуховском интервале осадочной последовательности появляются относительно высокоэнергетические грейнстоуны и литоральные ламиниты с признаками штормового воздействия. Таким образом, на территории южного крыла Московской синеклизы переход от гумидного климата окско-тарусского времени к более аридному климату стешевского времени мог сопровождаться усилением движений воздушных масс и появлением штормового режима седиментации, что, однако, требует проверки в других разрезах исследуемого региона.

Ключевые слова. **Серпуховский ярус, стратотип, литофации, следы корней, известняки, мергели, глины, седиментация, диагенез.**

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность настоящей статьи продиктована необходимостью выбора и подробного изучения конкретного стратотипического разреза для серпуховского яруса, как подразделения глобальной хроностратиграфической шкалы (Стратиграфический кодекс, 1992. Приложения, п. 1.1). В качестве такого разреза предлагается карьер Заборье, вскрывающий серпуховский ярус на его полную сохранившуюся в стратотипической местности мощность. Каменоломни Заборья существуют уже около 150 лет и на протяжении этого времени служили одним из основных источников окаменелостей серпуховского возраста.

С.Н. Никитин (1890) выделил серпуховский ярус в объеме слоев со Spirifer trigonalis стратиграфической схемы А.О. Струве и указал Заборье среди наиболее типичных и фаунистически охарактеризованных разрезов окрестностей г. Серпухова, наряду с Подмоклым, Лужками и р. Скнижкой.

М.С. Швецов (1932) не упоминает Заборье среди описанных типовых разрезов серпуховского яруса (видимо, из-за отсутствия там значительных обнажений в 20-х гг.), однако приводит колонку, описание и даже фотографии этого разреза в работе 1948 г., которая излагает результаты его предвоенных полевых исследований серпуховского яруса стратотипической местности в 1939 г. (Швецов, 1940, 1948). Колонка разреза Заборье имеется также в работе Д.М. Раузер-Черноусовой (1948, с. 29). Основание разреза тогда, видимо, проходило в низах тарусского горизонта (слой 3 или 4), а кровля – на уровне слоев 26–28 современного разреза (рис. 2).

Несмотря на то, что с 1948 г. вскрываемый в Заборье разрез увеличился вдвое, в литературе имеется мало данных по строению его верхней части. А.И. Осипова и Т.Н. Бельская (1965а, 1967, 1975; Осипова и др., 1972) приводят литолого-фациальные и фаунистические характеристики серпуховского яруса окрестностей Серпухова, включая карьер Заборье, однако, к сожалению, не приводят в этих статьях послойных описаний или хотя бы колонок конкретных обнажений. Схематические колонки разреза Заборье помещены в более поздних работах (Барсков, Алексеев, 1979;

Методика подсчета зерен в шлифах со средней площадью 9 см^2

Количественные категории	Грейнстоуны и пакстоуны	Вакстоуны	Мадстоуны
Для зерен 1–2 мм			
Единично	1 экз./шлиф	1 экз./шл.	1 экз./шл.
Редко	до 2 экз./1 см^2	2–5 экз./шл.	2 экз./шл.
Часто	2–7 экз./1 см^2	до 4 экз./1 см^2	до 1 экз./1 см^2
Обильно	>7 экз./1 см^2	>4 экз./1 см^2	>1 экз./1 см^2
Для зерен 0.2–1 мм			
Единично	1–3 экз./шл.	1 экз./шл.	1 экз./шл.
Редко	до 3 экз./1 см^2	до 1 экз./1 см^2	2 экз./шл.
Часто	3–10 экз./1 см^2	1–6 экз./1 см^2	до 2 экз./1 см^2
Обильно	>10 экз./1 см^2	>6 экз./1 см^2	>2 экз./1 см^2
Для зерен 0.05–0.2 мм			
Единично	1 экз./1 см^2	1 экз./1 см^2	1–3 экз./шл.
Редко	2–7 экз./1 см^2	2–5 экз./1 см^2	до 2 экз./1 см^2
Часто	8–20 экз./1 см^2	6–15 экз./1 см^2	2–7 экз./1 см^2
Обильно	>20 экз./1 см^2	>15 экз./1 см^2	>7 экз./1 см^2

Махлина и др., 1993; Skompski et al., 1995). Его послойное описание, содержащее краткие полевые диагнозы пород, можно найти только в неопубликованном Путеводителе экскурсий 1998 г.

Фактический материал для настоящего исследования был получен при полевом изучении разреза в 1999 и 2000 гг. Из отобранных образцов было сделано 55 вертикально ориентированных шлифов (помечены стрелками на рис. 2). Дополнительные 350 шлифов из большинства известняковых и мергельных слоев были любезно предоставлены мне Н.Б. Гибшман. Микроструктуры известняков и мергелей описываются в терминах Данхэма, Эмбри и Кловэна, основные типы пор – по Шокету и Прэю (Tucker, Wright, 1990). Сланцеватостью здесь называется компакционная горизонтальная отдельность осадочных пород, эквивалентно англ. "fissility" (Толковый словарь..., 1977) и первичной сланцеватости в отечественной терминологии. Термин "неоморфоз" применяется к тем вторичным кристаллическим структурам, сложный процесс образования которых мог включать как процессы перекристаллизации, так и полиморфной трансформации, в частности, переход арагонита в кальцит (более подробно см. Кабанов, в печати). Остальные термины при необходимости раскрываются в тексте. Подсчет в шлифах скелетных зерен средним размером 0.05–2 мм осуществлялся с учетом "разбавления осадка илистой фракцией", в соответствии с таблицей.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Карьер Заборье расположен в 2 км к северу от левого берега р. Оки, в юго-восточной пригородной зоне г. Серпухова, где примыкает к западной окраине пгт. Мирный (рис. 1); географические координаты 54°54′ с.ш., 37°27′ в.д. Разработки в карьере в недавнее время прекращены. Нумерация разреза снизу вверх, соответствует нумерации И.С. Барскова и Н.В. Горевой по их описанию 1977 г. (Барсков, Алексеев, 1979; Skompsky et al., 1995). По совокупности полученных данных в разрезе выделяется 10 пачек (рис. 2). При описании разреза под характеристикой каждой пачки дается описание входящих в эту пачку слоев.

ПЕРВЫЙ УСТУП

Визейский ярус

Веневский горизонт

Пачка 1 (слои 1, 2) включает серый мелкозернистый известняк (слой 1), обнажавшийся в ныне затопленном дне карьера, закрытый интервал осыпи в 1 м мощностью и нижние 1.3 м существующего в настоящее время разреза (слой 2). Последний представляет собой закарстованный неоднородный пятнистый известняк с разнообразными полостями растворения, следами корней *первого корневого горизонта* и микроскопическими признаками пресноводного диагенеза, которые вместе образуют *муратовский палеокарстовый профиль* (Кабанов, в печати). В шлифах первичная микроструктура представлена пакстоуном и вакстоуном-пакстоуном фораминиферово-остракодовым, биотурбированным, мелкозернистым с участками крупнозернистого, в двух шлифах с Calcifolium

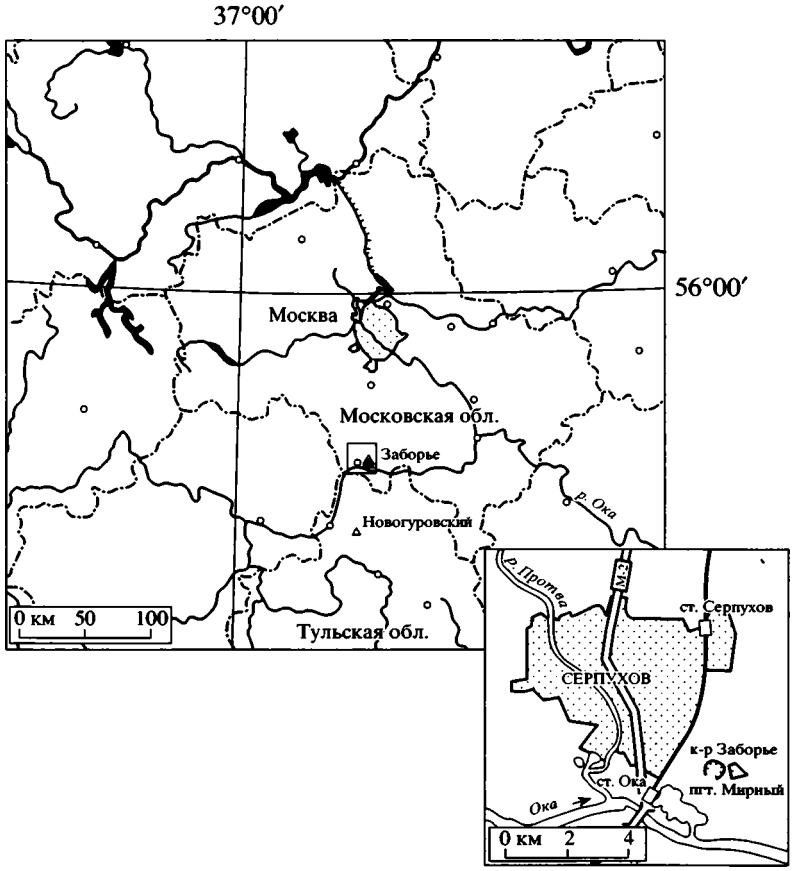


Рис. 1. Географическое положение разрезов Заборье и Новогуровский.

okense Schwetz. (табл. I, фиг. 1; Кабанов, в печати, табл. I, фиг. 2–4). Общая мощность около 2.5 м.

Серпуховский ярус

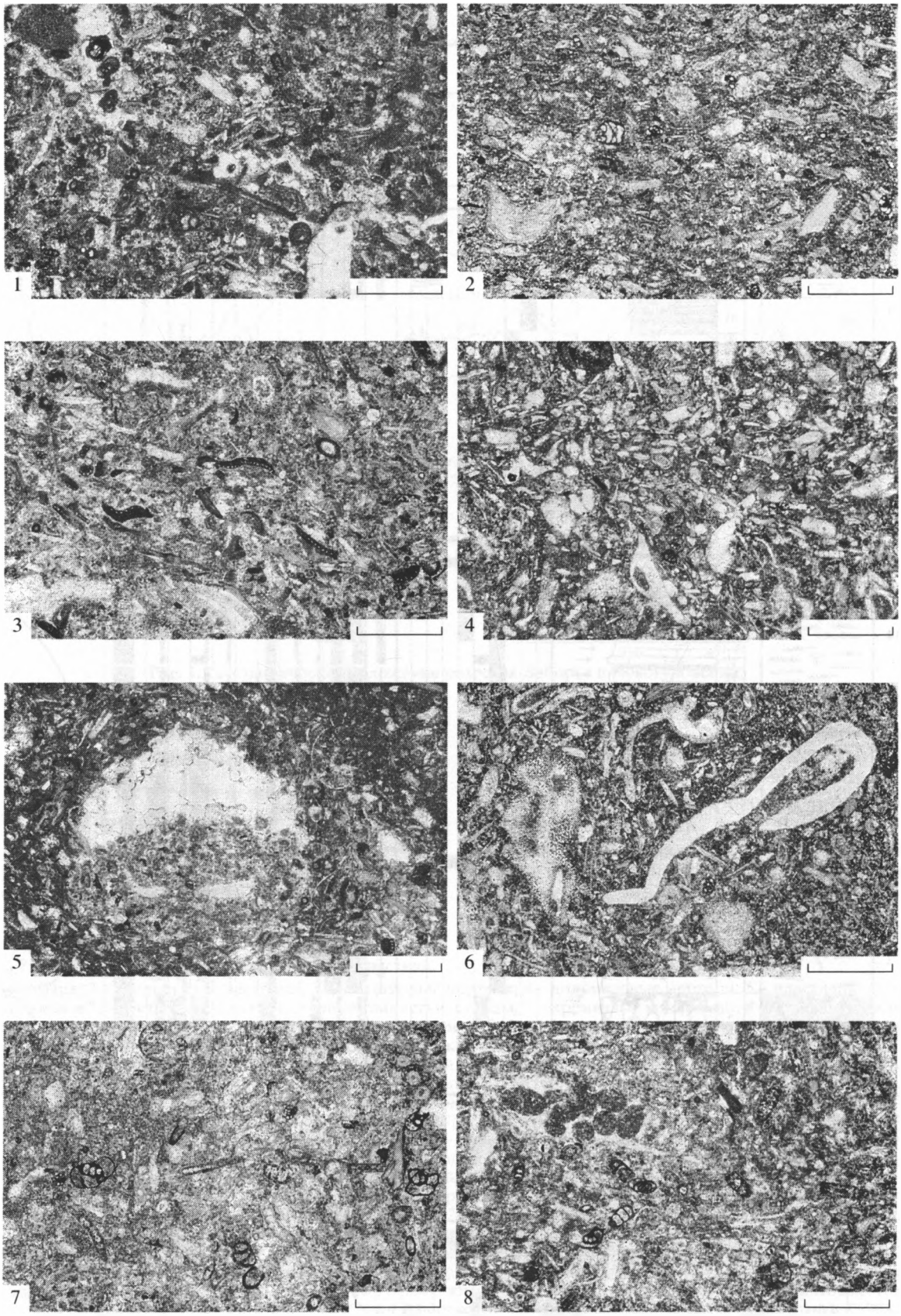
Тарусский горизонт

Пачка 2 (слои 3, 4). Известняк толстоплитчатый, светло-серый, умеренно исчерчен следами Zoophycos, вверху с разреженными аппендиксами стигмарий. В шлифах – мелкозернистый биокластовый пакстоун и вакстоун. Скелетный материал сильно раздроблен. Пачка состоит из четырех основных плит более темного и крепкого, неясно-пятнистого известняка, разделенных несколько более светлым и мягким, тонкоплитчатым, несильно рассланцованным вследствие компакции, известняком. Каждый слой состоит из двух таких

Рис. 2. Разрез Заборье. Литофациальная характеристика.

1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – известковые мергели; 4 – доломитовые мергели; 5 – пластичные глины; 6 – "картонные" существенно палыгорскитовые глинистые сланцы; 7 – кремневые конкреции; 8 – уровни нахождения фосфатных желваков: а – по Швецову (1948), б – по данным А.С. Алексеева; 9 – следы корней и стигмарии: а – крупные, б – мелкие; 10 – ракушечники (слои с обильными макрофоссилиями); 11 – градационные штормовые прослои: а – с преобладанием биокластового (<2 мм) материала в базальных концентратах, б – с базальными концентратами, обогащенными крупными (<2 мм) скелетными фрагментами; 12 – литоральная слоистость в пачке 8: а – тонкая горизонтальная слоистость; б – линзы сифонациево-пелоидно-онкоидного грейнстоуна; 13 – граница стешевского и тарусского горизонтов: а – ранее принятая (Швецов, 1948; Махлина и др., 1993), б – предлагаемая; 14 – граница стешевского и протвинского горизонтов: а – по Махлиной и др., 1993; б – по Барскову, Алексееву, 1979; в – предлагаемая; 15 – профили субаэральной экспозиции; 16 – предмосковский карстовый комплекс; 17 – барит-лимонитовые конкреции; 18–24 – основные ихнофоссилии: 18 – Zoophycos, 19 – Diplocraterion, 20 – Teichichnus, 21 – Vermichnus, 22 – Planolites, 23 – Fucoides s. l., 24 – "вихревая" биотурбация; 25 – развитие поверхностно-осадочной микритизации: а – интенсивное (>60% скелетных частиц микритизировано), б – значительное (25–60% скелетных частиц микритизировано), в – слабое (5–25% скелетных частиц микритизировано), г – минимальное (<5% скелетных частиц микритизировано); 26 – количественные категории для подсчета мелких скелетных частиц в шлифах (табл. 1): а – обильно, б – часто, в – редко, г – единично; 27 – разнообразие скелетных частиц в шлифах: а – очень высокое, б – высокое, в – среднее, г – низкое; аббревиатуры литофаций: чг – черные пластичные глины, кпс – "картонные", существенно палыгорскитовые, глинистые сланцы, дм – доломитовые мергели; литофации известняков и известковых мергелей: м – мадстоуны, в – вакстоуны, п – пакстоуны, ф – флоатстоуны, р – рудстоуны, пок – пелоидные и онкоидные калькарениты; к – калькрет.

Горизонт
Высота от дна карьера, м
Осадочные текстуры
Пачка
№ слоя
Литофации
чг
кпс
дм
в
п
ф
р
м
пок
к
Поверхн.-осад. микритизация
Скелетные частицы > 50 мкм
Brachiopoda
Pelmatozoa
Mollusca
Bryozoa
Ostracoda
Trilobita
Conodonta
Foraminifera
"Сферы"
Siphonophyceae
Разнообразие скелетных частиц
Кривая колебаний уровня моря
Затопление
Осушение
Протвинский
Стешевский
Таруссский
Веневский
? (скрыто под оползнем)
"сферы" со слоистыми стенками, мелкие "сферы"
преимущ. Archaeosphaera
Kamaenidae
Kamacnidae
Calcifolium


1
2
3
4
5
6
7
8

плит. Переход из мягкого в твердый известняк везде постепенный, разделение на плиты местами нечеткое и может быть почти не видно. Подошва пачки глинистая, сланцеватая из-за сильной компакции, местами темная вследствие примеси глины, переотложенной из кровли подстилающего профиля выветривания (Кабанов, в печати). Слои 3 и 4 разделены известняком глинистым, тонко рассланцованным. Мощность 1.35 м.

Слой 3 (0.55 м). Известняк светлый, кремово-серый, состоит из двух плит примерно одинаковой мощности. Много биомолд (полостей растворения скелетных частиц), встречаются скопления крупных фрагментов брахиопод. В шлифах – пакстоун-вакстоун тонко- и мелкобиокластовый, иногда с рассеянными микротекстурами уплотнения (термин "уплотнение" здесь используется как синоним компакции). Скелетный материал сильно раздроблен, целыми встречаются в основном раковины фораминифер. В шлифе из мягкой части нижнего пласта – криноидно-фораминиферово-брахиоподовый вакстоун с вторичной компакционной флюидальностью (табл. I, фиг. 2). В темном пятне в середине верхней плиты (табл. I, фиг. 3) – вакстоун-пакстоун крупнозернистый кальцифолиево-биокластовый, частично неоморфированный, без признаков компакции. Полости ранних генераций (седиментационные внутри- и межзерновые поры, биомолды по арагонитовым раковинам) в этом шлифе заполнены изометричным спаритовым цементом. Некоторые биокласты иглокожих почти черные из-за мельчайших непрозрачных включений.

Слой 4 (0.8 м). Известняк серый, однородный, интенсивно биотурбированный, сходный с известняком слоя 3. В нижней плите относительно хорошо проявлена пятнистость. Пятна частично наследуют аппендиксы стигмарий и следы биотурбации. Присутствуют следы Zoophycos и более редкие Diplocraterion. По всему слою много тонкораковинных брахиопод, иногда в прижизненном положении. Встречаются скопления биомолд по раковинам моллюсков. В шлифах – вакстоун тонко-мелкобиокластовый, с характерной биотурбационной текстурой Zoophycos. В основном скелетные фрагменты сильно раздроблены. Матрикс частично неоморфирован. Внутрискелетные поры и биомолды частично или полностью заполнены изометричным спаритом.

Слой 4 содержит *второй корневой горизонт*, определяемый по аппендиксам стигмарий – длинным субвертикальным трубкам диаметром около 10 мм, иногда полым, окруженным ореолами слабых изменений во вмещающей породе. Такие трубки наблюдаются по всей мощности слоя 4. Они идентичны аппендиксам в некоторых стигмариевых слоях окского надгоризонта южного крыла Московской синеклизы (Геккер, 1980), от которых отличаются большей разреженностью.

В шлифах из данной пачки, как и во многих илистых литофациях выше по разрезу, наблюдается "поглощение" аллохем в плотных участках микритового матрикса (табл. 1, фиг. 3, 6). В этих случаях аллохемы испытали деградацию и частичное слияние с окружающим микритом, а их границы с матриксом стали постепенными. Такое "поглощение" аллохем, видимо, можно отнести к проявлениям внутриосадочной микритизации (May, Perkins, 1979). Аналогичные изменения широко распространены в илистых литофациях известняков среднего карбона Московской синеклизы (Кабанов, 2000).

Пачка 3 (слои 5–7). Известняк толстоплитчатый, светло-серый, внизу неясно-полосчатый из-за интенсивного развития следов Zoophycos. Вверху зоофикусов становится несколько меньше, они не дают полосчатость. Одновременно вверх увеличивается количество крупных скелетных фрагментов. Вверху пачки залегает слой 7 "нижний ракушечник" с наибольшей концентрацией целых макрофоссилий и их фрагментов, с бугристой поверхностью в кровле. В шлифах преобладает биокластовый вакстоун, преимущественно тонко-среднезернистый из-за сильной раздробленности скелетного материала. Вверху пачки увеличивается количество крупных биокластов и уменьшается количество микробиокластово-микритового матрикса (первично иловой фракции осадка). В подошве слоя 7 микроструктура переходит в флоатстоун-рудстоун. Мощность 2.1 м.

Слой 5 (0.6 м). Известняк крепкий, в подошве более пористый и мягкий, полосчатый из-за обильных темных следов Zoophycos. В верхней части слоя обособляются темные пятна с биомолдами по раковинам моллюсков. В шлифах – вакстоун-пакстоун полибиокластовый, участками обогащенный грубыми скелетными остатками размером более 2 мм (табл. I, фиг. 4). В плотном вакстоуне развито "поглощение" биокластов.

Таблица I. Микрофации известняков тарусского горизонта.

1 – слой 2, в 1.3 м ниже кровли, брахиоподово-остракодово-фораминиферовый пакстоун-вакстоун, в центре – срез Calcifoium okense Schwetz; 2 – подошва тарусского горизонта, биокластовый вакстоун, преобладание горизонтальной ориентировки зерен и флюидальность – результат компакции нелитифицированного осадка; 3 – темное пятно в верхней плите слоя 3, неравномерно неоморфированный биокластовый вакстоун-пакстоун с полостями, заполненными изометричным спаритом; видны многочисленные кальцифолиумы; 4 – основание слоя 5, биокластовый пакстоун; многочисленные биомолды, скорее всего принадлежащие моллюскам, заполнены изометричным спаритом; биокласты ориентированы по серповидным заполнениям спрейтена Zoophycos; 5 – середина слоя 6, сечение трубки с геопетальным осадком в полибиокластовом вакстоуне; 6 – верхняя часть слоя 7, биокластовый флоатстоун-рудстоун; слева в центре – сечение панциря трилобита, справа – микритизированный фрагмент иглокожего; видно "поглощение" биокластов в матриксе; 7 – верхи слоя 8, неоморфированный фораминиферово-каменидовый пакстоун; 8 – середина слоя 9, фораминиферово-биокластовый вакстоун со все еще многочисленными каменидами, видна норка беспозвоночного, заполненная фекальными пеллетами. Шкалы везде 1 мм.

Отдельные биокласты несильно микритизированы – в них развиты заполненные микритом микроэндолитические сверления и прерывистые деструктивные (распространяющиеся от поверхности вглубь зерна) микритовые оболочки.

Слой 6 (1.3 м). Известняк серый, относительно крепкий, местами заметны плохо обособленные, более темные, горизонтально вытянутые пятна. В подошве известняк более мягкий, пелитоморфный. Биотурбационная текстура плохо упорядоченная "вихревая", прерываемая разреженными следами Zoophycos. Переход в слой 7 постепенный, осложненный стилолитами. В шлифах – неоднородная полибиокластово-микритовая текстура, образованная участками плотного вакстоуна и скоплениями скелетного материала, создающего разно- и крупнозернистый пакстоун. Отдельные биокласты округлены, несильно микритизированы и содержат микроэндолитические сверления. В области темных пятен матрикс пакстоуна менее плотный, состоящий из клочьев или сгустков, погруженных в изометричный спарит. Последний частично выполняет полости в виде цемента, частично неоморфно замещает микритовый матрикс. Аналогичные по первичной микроструктуре, обедненные матриксом участки в более мягкой породе почти не содержат спарита. Найдены единичные трубки с пелоидно-сгустковым геопетальным осадком, который отличается от окружающей породы своим цветом и структурой (табл. I, фиг. 8). Возможно, эти трубки имеют корневое происхождение. При отсутствии достоверных макроскопических следов корней между установленными "корневыми горизонтами", можно предположить, что трубки проникают глубоко в осадок из третьего корневого горизонта.

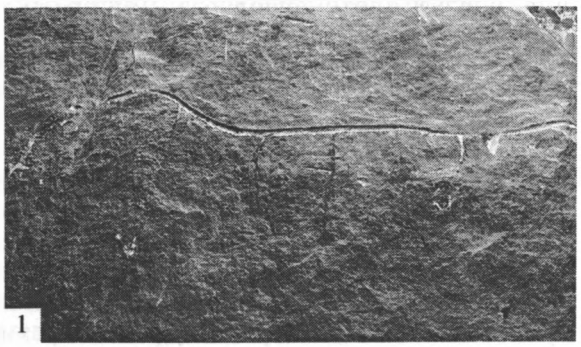
Слой 7 (нижний ракушечник; 0.2 м). Известняк светло-серый с желтыми пятнами, с обильными разнообразными макрофоссилиями, которые в местах своей концентрации образуют каркас породы. Много биомолд по раковинам различных моллюсков, брахиопод (главным образом родов Productus, Antiquatonia, Eomarginifera, Composita), мшанок и т.д. Целых раковин сравнительно много, около половины скелетных остатков. Многие брахиоподы слабо смещены или находятся in situ. Пространства между макрофоссилиями заполнены пелитоморфно-зернистым крепким известняком, в котором иногда видны следы Zoophycos. В шлифах – флоатстоун-рудстоун брахиоподово-моллюсковый, с многочисленными таллитами сифоней, встречаются фрагменты трилобитов (табл. 1, фиг. 6). Матрикс иногда рыхлый и неоморфированный, а иногда плотный, "поглощающий" биокласты. Практически все биомолды заполнены изометричным спаритовым цементом. Многие скелетные остатки (в том числе биомолды) умеренно микритизированы. Расположение скелетных фрагментов в шлифах хаотичное. Кровля слоя 7 мелкобугристая, ожелезненная и несколько осветленная, на ней А.В. Мазаевым обнаружена щитообразная колония Syringopora с кораллитами, параллельными друг другу и прикрепленными к кровле, что свидетельствует о сингенетической литификации последней. Непосредственно на кровле местами сохранился рыжий листоватый мергель, однако в основном этот уровень подвергся поздним эпигенетическим изменениям: на контакте слоев 7 и 8 развита черная липкая глина, железистые (возможно, разложенные пиритовые) конкреции и вторичные полости, полузаполненные рыхлым глинисто-железистым комковатым коричневым материалом – видимо, продуктом выветривания листоватого мергеля. Из-за этих изменений, а также из-за недостаточной выраженности признаков субаэрального диагенеза остается неясным, является ли бугристая кровля слоя 7 хардграундом или карром.

Вторая и третья пачки обладают внешним сходством. Микроскопическое изучение показывает наследование из слоя в слой основных скелетных компонентов, за исключением Calcifolium okense, встречающегося только во второй пачке. Разнообразный, явно автохтонный комплекс макро- и микрофоссилий этого интервала, сильная переработанность осадка илоедами и отсутствие следов гидродинамической сортировки свидетельствуют о нормально-морской, сублиторальной, низкоэнергетической обстановке седиментации. Разреженные аппендиксы стигмарий в слое 4 указывают на кратковременный эпизод обмеления, во время которого осадок, по-видимому не выходя на этом участке дна из-под уровня моря, был заселен редкими лепидофитами. Во время накопления слоя 3 грунт был илистым, затем постепенно сменился илисто-песчаным (слои 4, 5), затем – илисто-ракушечным (слои 6, 7). Появление микритовых оболочек и микроэндолитических сверлений в третьей пачке, а также резкое увеличение количества сифоней (преимущественно каменид) в слое 7 указывает на обмеление, дальнейшее развитие которого отражено в мелководной четвертой пачке, однако не исключено, что кратковременная субаэральная экспозиция имела место сразу же после накопления слоя 7.

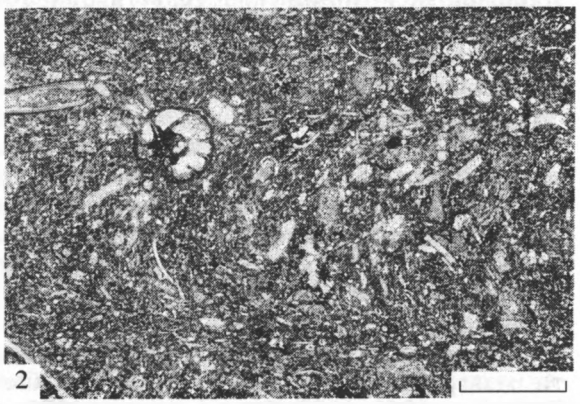
Пачка 4 (слои 8, 9). Известняк серый, мелкозернистый, в верхней части до афанитового, относительно твердый, с расплывчатыми темными

Таблица II. Третий корневой горизонт и микрофации стешевских глинистых известняков.

1 – слои 8–9, след корня в третьем корневом горизонте, состоящий из основного ствола (диаметр 2 см, длина около 1.3 м) и отходящих вниз перпендикулярных отростков; 2 – середина слоя 14, вакстоун мшанково-брахиоподовый с зоофикусовой текстурой; 3 – слой 21, нарушенный биотурбацией концентрат крупных скелетных фрагментов в криноидно-брахиоподовом пакстоуне-вакстоуне; черная пропитка в рыхлом концентрате, так же как и на фиг. 4, может быть связана с пиритизацией; 4 – темное пятно в средней части слоя 25, флоатстоун брахиоподовый, с сечениями "червоточин" и биомолд, вокруг которых развит тонкозернистый полуразложенный пирит; 5 – слой 26 (верхний ракушечник), рудстоун брахиоподовый, неоморфированный и сцементированный крупным изометричным спаритом; 6, 7 – слой 28, две различных микрофации: 6 – доломитизированный вакстоун с неоморфированными игольчатыми образованиями (спикулы губок?), 7 – пористый каменидовый пакстоун. Шкалы на фиг. 2–7 – 1 мм.

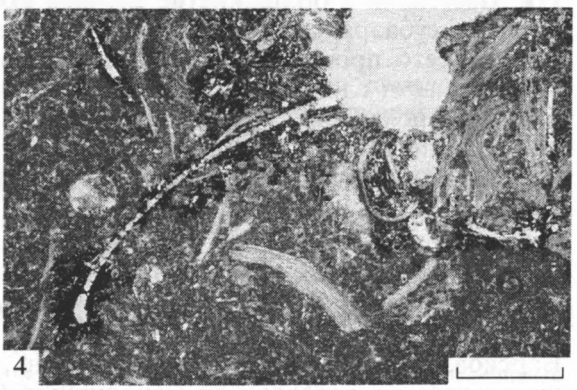


1

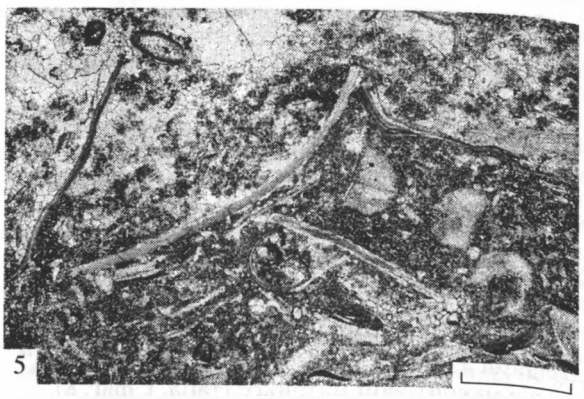


2

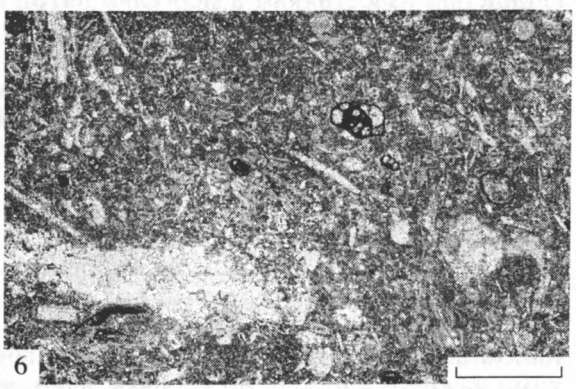
3



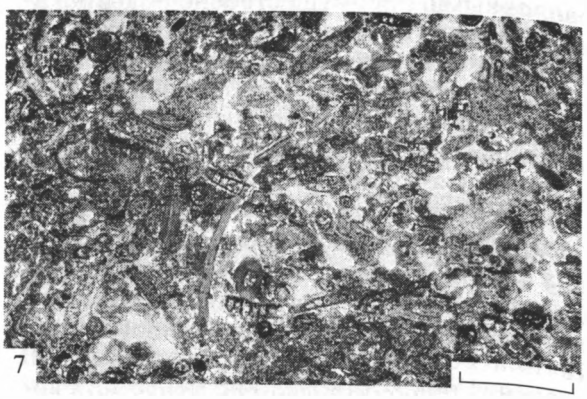
4



5



6



7

пятнами, без Zoophycos. Преобладает мелкозернистый пакстоун с обильными сифонеями сем. Kamaenidae (определение Н.Б. Гибшман), к кровле пачки переходящий в вакстоун. Пачка 4 по всей своей мощности (за исключением верхней плиты слоя 9) содержит корневые пустоты, относимые к *третьему корневому горизонту*. Камениды представляют собой трубчатые перегородчатые образования, обычно заключенные в один одновременно погасающий кристалл. Швецов (1948, с. 130) относил эти образования к Nodosinellae и указывал, что они не встречаются выше тарусского горизонта, однако в шлифах Н.Б. Гибшман они в изобилии присутствуют в слое 28 из середины стешевского горизонта. Мощность 2.3 м.

Слой 8 (1.2 м). Известняк относительно твердый, с мелкими (0.5–1 мм) вагами (структурно-неизбирательными порами растворения), с очень неясными горизонтально вытянутыми темными пятнами, в которых местами видна седиментационная слоеватость (выраженная в преимущественно горизонтальной ориентировке аллохем). Отсутствие Zoophycos делает породу визуально однородной, почти массивной. В шлифах – постепенный переход от полибиокластового разнозернистого пакстоуна-вакстоуна в базальной части слоя к однородному мелкозернистому каменидовому пакстоуну (табл. I, фиг. 7). Разнообразие скелетных частиц в шлифах низкое. Хорошая сохранность фораминифер, остракод и каменид свидетельствует об их автохтонности. Остальные биокласты представляют собой мелкие, сильно изношенные, очевидно аллохтонные, фрагменты. Порода неравномерно неоморфирована. Признаки компакции отсутствуют. Граница слоев 8 и 9 проводится по уровню наибольшей концентрации корневых пустот в третьем корневом горизонте (см. ниже).

Слой 9 (1.1 м). Известняк более светлый, чем слой 8, массивный, местами с седиментационной слоеватостью, а местами биотурбированный, слабо оглинивается к кровле. Нижняя половина слоя 9 (пласт 9а) объединена со слоем 8 в одну мощную плиту, верхние 0.5 м (пласт 9b) представлены отдельной плитой, в которой вновь появляются редкие Zoophycos. В шлифах – вакстоун фораминиферово-биокластовый, без признаков компакции, с многочисленными каменидами и мелкими биомолдами по моллюскам. Развито "поглощение" биокластов в микритовом матриксе (табл. I, фиг. 8).

Третий корневой горизонт – представлен разнонаправленными, преимущественно полыми каналами диаметром не более 3–4 см, иногда с сохранившимися ответвлениями, перпендикулярно отходящими от основного ствола (табл. II, фиг. 1). Во вмещающем известняке вокруг трубок развиваются темные сливные ореолы и пятна, а также каналы и ваги с ячеисто-бугорчатыми стенками. Кроме того, на вертикальном сколе нижней части слоя 9 встречена серия параллельных, ориентированных примерно под углом 45°, похожих на хлысты отпечатков, которые могут быть аппендиксами субвертикально ориентированных стигмарий II типа (Геккер, 1980). Судя по типу корней, среди растений присутствовало не менее двух видов, причем плауновидные, в отличие от аналогичных горизонтов в окских известняках, были сравнительно редко рассеяны среди других растений, систематическую принадлежность которых еще предстоит установить.

Резкое обеднение комплекса мелких скелетных остатков, подавленность биотурбации, массовое присутствие однообразных каменид и следы корней свидетельствуют о крайне мелководном характере четвертой пачки. Судя по неоморфированности породы, развитию каналов и вагов растворения, отсутствию компакции (признаку ранней литификации), осадок подвергся раннему пресноводному диагенезу, однако отсутствие поверхностей субаэральной экспозиции свидетельствует о том, что осадок не мог экспонироваться сколько-нибудь продолжительное время выше уровня моря. Развитие обмеления должно было ограничиться либо переходом в литоральную зону, либо развитием полуизолированной, по-видимому сильно опресненной, крайне мелководной акватории с чертами лагуны или болота. Колонизировавшие осадок растения должны были принадлежать к особому экотипу, в какой-то степени аналогичному современным манграм. Следует отметить, что интерпретация стигмарий в окских микрозернистых "ризоидных известняках" как "растительности мангрового типа" (Швецов, 1938; Осипова, Бельская, 1967, 1977; Осипова и др., 1972) может быть неверной, так как, по моим наблюдениям, эти известняки в большинстве случаев входят в профили субаэрального карстования, и растения скорее всего произрастали на суше. Начиная с верхней части слоя 9 фиксируются признаки углубления: появление Zoophycos и частичное восстановление нормально-морского комплекса мелких скелетных частиц с высоким разнообразием.

Стешевский горизонт

Вслед за Швецовым (1948), граница тарусского и стешевского горизонтов в Заборье большинством исследователей (Раузер-Черноусова, 1948; Барсков, Алексеев, 1979; Махлина и др., 1993) проводится по переходу от монолитных блоковых известняков четвертой пачки к плитчатым глинистым известнякам и мергелям пятой пачки. А.И. Осипова и Т.Н. Бельская (1965а), по-видимому, отнесли к тарусскому горизонту глинистые плитчатые известняки самого основания стешевского горизонта, включающие скопления Dibunophyllum bipartitum McCoy, однако об этом судить трудно, так как в статьях Осиповой и Бельской описание или изображение данного разреза не приводится. В настоящей работе предлагается совместить границу горизонтов с уровнем максимального обмеления, который должен быть заключен внутри пачки 4. Это согласуется с принципом Швецова о выборе границ между горизонтами нижнего карбона по уровням наибольшего

обмеления внутри переходных интервалов, не обладающих достаточной палеонтологической характеристикой (Швецов, 1938, 1948; Осипова, Бельская, 1965а). Поскольку в плите 9а достоверных корневых пустот нет и фиксируются признаки начавшегося углубления, граница выбирается в подошве этой плиты.

Пачка 5 (слои 10-20). Известняки глинистые и мергели серые, преимущественно мелкозернистые до афанитовых, биокластовые, с красноватыми и коричневатыми оттенками, плитчатые и умеренно рассланцованные, с темными пятнами и полосами, с обильными следами Zoophycos, прослоями – с обильными детритовыми остатками рыб. В шлифах – биокластовые мадстоуны, вакстоуны, флоатстоуны, реже – пакстоуны. Комплекс мелких скелетных остатков разнообразный, "нормально-морской". Швецов (1948) указывал горизонт фосфоритовых желваков диаметром до 1 см в 2 м выше кровли тарусского горизонта, в плитчато-полосчатом мергеле, примерно в слоях 14 или 15 настоящего описания. В 1999–2000 гг. этот горизонт обнаружен не был. Мощность 5.2 м.

Слой 10 (около 1.0 м). Известняк серый, однородный, глинистый, плитчатый, с Zoophycos. В шлифе из низов слоя – флоатстоун-вакстоун разнозернистый моллюсково-криноидно-брахиоподовый. Изредка встречаются скелетные частицы, подвергшиеся поверхностно-осадочной микритизации. Биомолды в основном пустые, изредка с небольшим количеством изометричного спарита.

ВТОРОЙ УСТУП

Слой 11–13 (0.8 м). Известняк рыжевато-серый (вверху с красноватым оттенком), глинистый, пелитоморфный, рассланцованный, с многочисленными следами Zoophycos. Встречаются линзочки и скопления крупных раковинных фрагментов (преимущественно брахиоподы), видимо, представляющие собой разрушенные биотурбацией штормовые концентраты. В шлифах – мадстоун биокластовый, с примесью алевритовых кварцевых зерен, с игольчатыми неоморфированными образованиями (спикулы губок?). Встречается очаговое окремнение биокластов. В этом слое и выше, практически во всей пачке, встречаются рассеянные доломитовые ромбоэдры и кристалломолды (пустоты по кристаллам, в данном случае доломита).

Слой 14 (0.4 м). Мергель красновато-серый, рассланцованный, со следами Zoophycos, с обильными остатками рыб. Структура пелитоморфная, с прослойками, линзочками и скоплениями биокластов. Некоторые биокласты вследствие очагового окремнения видны невооруженным глазом как черные крапинки. Границы со слоями 13 и 15 подчеркнуты сильно уплотненными тонкими глинистыми прослоями. В шлифах – флоатстоун и вакстоун мелко- и крупнозернистый (табл. II, фиг. 2), мшанково-брахиоподовый, с рассеянными пустотами по ромбоэдрам доломита диаметром около 60 мкм. Практически все биокласты остроугольные. Признаков мелководности – остатков водорослей или проявлений поверхностно-осадочной микритизации – не наблюдается.

Слой 15 (0.55 м). Мергель пятнистый, красновато-серый с темно-серыми пятнами, вытянутыми по слоистости, с обильными следами Zoophycos. Многие биокласты окремнены. В основном порода уплотнена и рассланцована. В нижней части слоя развиты линзы неуплотненного серого известняка, сверху ограниченные резкой мелкобугристой поверхностью с постседиментационными трещинами растяжения под литостатическим давлением или синерезиса. Видимо, эти линзы представляют собой прочный грунт (firmground). В шлифах – вакстоун полибиокластовый, со скоплениями неоморфированных биокластов и/или заполненных спаритом биомолд, по крайней мере часть из которых принадлежит моллюскам. Матрикс местами неоморфирован, вплоть до образования сгустковой структуры. Комплекс фоссилий весьма разнообразен. Остатки водорослей и проявления микритизации единичны. Степень раздробленности биокластов выше, чем в слоях 13–14.

Слой 16 (0.75 м). В подошве – прослойка листоватой известковой глины. Выше – полосчатый зоофикусовый коричневато-серый мергель, в средней части слоя – известняк более темный и твердый, почти не полосчатый, относительно неуплотненный, сверху и снизу постепенно переходит в мергель или обособляется наподобие пластовой конкреции. Многие биокласты окремнены. Встречаются пустоты с ячеистыми стенками, которые оставлены образованиями (по-видимому гипсовыми желваками), раздвигавшими осадок при своем росте. В шлифах – вакстоун остракодово-криноидно-брахиоподовый, с частыми конодонтами.

Слой 17 (0.1–0.15 м). Глина известковая, листоватая, охристая, со скоплениями биокластов и следами Zoophycos.

Слой 18 (0.25 м). Известняк серый, глинистый, крепкий, со следами вихревой биотурбации и Zoophycos. В кровле встречаются тонкие (до 5 мм диаметром) ходы с ореолами изменений, иногда заполненные кальцитовым шпатом. В шлифах – пакстоун-вакстоун мелкозернистый биокластовый, со скоплениями игольчатых неоморфированных образований (спикул губок?) и биомолд по раковинам моллюсков. Внутрискелетные и биомолдовые поры в основном заполнены изометричным спаритом. Микритово-тонкобиокластовый матрикс избирательно неоморфирован по следам Zoophycos. Изредка биокласты просверлены микроэндолитами и несильно микритизированы. Между слоями 18 и 19 – прослойка листоватой глины (< 0.05 м).

Слой 19 (0.55 м). Известняк серый, глинистый, умеренно рассланцованный, мягкий, зоофикусовый, изредка полосчатый из-за избирательной прокраски следов Zoophycos железистым материалом. Много остатков рыб в виде детрита. Слой разбит на две плиты мощностью 0.25 и 0.3 м. В шлифах – вакстоун мелкозернистый биокластовый, с редкими проявлениями микритизации на биокластах иглокожих и небольшим количеством различных водорослей.

Слой 20 (0.75 м). Известняк зоофикусовый, полосчатый, более светлый и твердый, чем слой 19, с линзами крупного биокластового материала. В середине слоя – темно-серые пятна. Встречаются скопления брахиопод и одиночных ругоз. В верхнюю часть слоя от кровли проникают редкие корневые пустоты. Встречаются разномасштабные вторичные поры (каналы и ваги), полузаполненные столбчатым шпатом и,

видимо, связанные с корнями. В шлифах вокруг вторичных пор – ореолы вкраплений тонкозернистого непрозрачного вещества – видимо, пирита. В кровле появляются следы Planolites. В шлифах – вакстоун-флоатстоун разнозернистый криноидно-брахиоподовый, с многочисленными биомолдами, оставшимися от тонкораковинных бивальвий и гастропод, с редкими сифонеями.

Пятая пачка не содержит явных признаков мелководности: проявления микритизации слабы и редки, окатанных зерен, по-видимому, нет, водоросли единичны. Зоофикусы, напротив, обильны. Такие черты свидетельствуют о нормально-морской сублиторальной, относительно глубоководной, обстановке седиментации. В пятой пачке появляется новый тип осадочной текстуры – нарушенные биотурбацией градационные прослойки. Они представляют собой обедненные матриксом скопления крупных биокластов и даже целых раковин ("раковинные накаты"), залегающие на довольно резкой, иногда явно эрозионной, поверхности и постепенно переходящие вверх во все более мелкозернистую, разбавленную матриксом породу (табл. II, фиг. 3). Такие текстуры образуются при штормовом взмучивании и переосаждении. Они особенно характерны для открыто-морских сублиторальных фаций (Aigner, 1985). Примерно на этом же уровне появляются градационные прослойки и в Новогуровском разрезе. В нижележащей тарусской части обоих разрезов такие текстуры не наблюдались, и только в окской части Новогуровского разреза были встречены отдельные мелкозернистые градационные линзы. Неразвитость, а местами полное отсутствие штормовых текстур ниже стешевского горизонта невозможно объяснить их уничтожением во время биотурбации, так как появляются они как раз в наиболее биотурбированных зоофикусовых породах. Следовательно, если появление штормовых текстур будет зафиксировано на этом же уровне и в других разрезах Московской синеклизы, это будет указывать на установление в раннестешевское время штормовых событий и, соответственно, вызывавших их сильных ветров, в отличие от "безветренного" климата, царившего в окско-тарусское время. Появление в обоих разрезах штормовых прослоек совпадает с массовым появлением доломитовых ромбоэдров и пустот по ним. Интересно, что нарастающая на протяжении стешевского времени аридизация климата (Осипова, Бельская, 1965а, 1977; Махлина и др., 1993) совпадает с предполагаемым появлением в регионе штормовых ветров. Не исключена связь этой местной палеоклиматической перестройки с глобальной дифференциацией климата и развитием Гондванского оледенения.

Пачка 6 (слои 21–26). Известняки глинистые и слабо битуминозные, преимущественно крепкие, сцементированные изометричным спаритом, неясно-пятнистые, серые с охристыми и красными оттенками, с прослоями темно-серых и черных листоватых глин. Присутствуют небольшие корневые пустоты, сходные с корневыми пустотами в пачке 4 и образующие *четвертый корневой горизонт*. Возможно, этот горизонт следует разделить на два сближенных корневых горизонта. Местами много крупных цельноскелетных фоссилий, в основном гастропод и брахиопод. Последние образуют монодоминантный комплекс с E. lobata. Венчающий пачку слой 26 представляет собой "верхний ракушечник", переполненный брахиоподами с подчиненным количеством других фоссилий. Таксономический состав фоссилий в "верхнем ракушечнике" сравнительно однообразен. В нижней части и, возможно, во всей пачке встречаются остатки штормовых концентратов. Ихноценоз выделяется своим разнообразием (особенно в темных глинах) и включает Vermichnus, Planolites, а также Zoophycos и/или Teichichnus. В шлифах – вакстоун, флоатстоун и рудстоун с относительно высокой долей целых раковин. Проявления микритизации редки. Комплекс мелких скелетных остатков сравнительно однообразен. Мощность 2.0 м.

Слой 21 (0.55 м). Известняк серый, в нижней части – более глинистый, желтовато-серый, мягкий, уплотненный (сланцеватый), со следами Zoophycos, многочисленными брахиоподами, одиночными ругозами и другими макрофоссилиями. В верхней половине слоя известняк становится твердым, без следов компакции, содержит брахиоподово-гастроподовую макрофауну. От кровли слоя 21 спускаются небольшие (до 2 см в диаметре) корневые пустоты. Биомолды по раковинам моллюсков заполнены спаритом, который иногда образует раковинные псевдоморфозы. Корневые пустоты окружены ореолами потемнения и ожелезнения, содержат внутренние выстилки рыхлого белого и охристого карбоната. Вдоль корневых пустот местами развиты мелкие (до 5–8 см) каверны растворения. В шлифах – флоатстоун и вакстоун криноидно-брахиоподовый, с многочисленными конодонтами, с рассеянными ромбоэдрическими порами по кристаллам доломита диаметром около 50 мкм.

В нижней половине слоя видны прослойки тонкораковинного брахиоподового рудстоуна – раковинные и раковинно-биокластовые концентраты на резких, иногда явно эрозионных, поверхностях (табл. II, фиг. 6). Рыхлые, обедненные матриксом скопления "свежеобломанных" раковинных фрагментов и постепенное увеличение вверх количества микритового матрикса при крайне плохой сортировке – характерные признаки фракционирования осадочного материала при его штормовом взмучивании и переосаждении (Aigner, 1985).

Слой 22 (0.1 м). Глина темно-серая, липкая, листоватая, мылкая на ощупь, вверх переходит в сильно мергелистый сланец. Переходы в слои 21 и 23 постепенные. Ихноценоз выделяется разнообразием, включает следы Zoophycos и/или Teichichnus, Planolites, Vermichnus. На поверхностях напластования – обильные

брахиоподы и детритовые остатки рыб. Биокласты часто образуют продолговатые выпуклые скопления длиной до 4 см – видимо, копролиты рыб.

Слой 23 (0.15–0.2 м). Известняк серый до темно-серого, глинистый, битуминозный, твердый, с разнообразными следами (в основном Planolites, Zoophycos и/или Teichichnus), выступающими благодаря их избирательной черной прокраске. Кровля ровная, резкая. В шлифах – флоатстоун-вакстоун разнозернистый, остракодовый и криноидно-брахиоподовый, с частыми конодонтами. В кровле – примесь тонкозернистого кварца. Биомолды заполнены изометричным спаритом. Матрикс местами несильно неоморфирован.

Слой 24 (0.1 м). Глина темно-серая до черной, мылкая на ощупь. Переходы в слои 23 и 25 постепенные.

Слой 25. Известняк красновато-серый, со следами Zoophycos, с корневыми пустотами, которых особенно много в середине слоя. Корневые пустоты окружены темно-серыми плотными ореолами и пятнами. Некоторые пустоты расширены растворением. В пятнах и ореолах пустот встречаются скопления узких (до 3–4 мм) изгибающихся канальцев ("червоточин"), которые составляют одну генерацию структур с корневыми пустотами и, по-видимому, являются их ответвлениями. В пятнах хорошо сохраняются ядра гастропод. В кровле и подошве порода более светлая, слабо рассланцованная, в отличие от массивной неуплотненной средней части. В шлифах – вакстоун-флоатстоун брахиоподовый, с биомолдами по раковинам гастропод. Крупные скелетные фрагменты распределены неравномерно, многие из них – с внутренним (очаговым) окремнением. Полости ранних генераций, за исключением большинства трубок, частично или полностью закрыты изометричным спаритовым цементом, матрикс местами неоморфирован. Встречаются мелкие выделения тусклого железистого минерала с ореолами колец Лизегенга, видимо, полуразложенный пирит. Мощность 0.7 м.

В темном пятне из средней части слоя (табл. II, фиг. 4) видны сечения "червоточин", которые связаны в одну поровую систему с некоторыми биомолдами. Стенки и тех, и других местами пропитаны тонкокристаллическим полуразложившимся пиритом – непрозрачным веществом, редко с проявлением кубического габитуса. В полостях встречается зубовидный спаритовый цемент, местами развиты выстилки глинистого вещества, округляющие форму пор и определяемые как аргилланы (глинистые кутаны). Оба признака указывают на возможное начало почвообразовательных процессов, которые должны быть связаны с заселением осадка растениями, оставившими корневые пустоты. Однако над корневыми пустотами и темными пятнами не удалось найти какую-либо явно субаэральную поверхность. По-видимому, субаэральная экспозиция если и была, то длилась очень непродолжительное время, не достаточное для образования различимой палеопочвы.

Слой 26 (верхний ракушечник; 0.35 м). Известняк серовато-коричневый, в верхней части вишневый, глинистый, умеренно окремненный, очень твердый, непористый, с обильными целыми брахиоподами, в основном создающими каркас породы. Среди брахиопод резко доминирует Eomarginifera lobata (Sow.). В шлифах – флоатстоун-рудстоун брахиоподовый, с многочисленными конодонтами и биомолдами по раковинам моллюсков (табл. II, фиг. 5). Проявления микритизации редки. Седиментационные и раннедиагенетические полости заполнены крупным изометричным спаритом. Матрикс частично неоморфирован. Компакция отсутствует.

Условия образования шестой пачки были относительно мелководными, благоприятными для заселения растениями, по-видимому, принадлежавшими к тому же мангроподобному экотипу, что и в случае третьего корневого горизонта. Усиленная цементация и неоморфоз в ореолах вокруг корневых пустот, развитие каверн растворения и отдельных аргиллан свидетельствует о кратковременных осушениях. Поскольку достоверные корневые пустоты в слоях 22–24 не обнаружены, корневые пустоты слоя 21 могут маркировать отдельный эпизод обмеления, и четвертый корневой горизонт может представлять собой два сближенных горизонта. Нарастание экстремальности условий обитания бентоса, видимо связанное с обмелением, маркируется обеднением и переходом к монодоминантному комплексу макро- и микрофоссилий.

Пачка 7 (слои 27–42). Выше базального прослоя глины, относимого к пачке 7 условно, залегает темный битуминозный пакстоун (слой 28), относительно мелководный, о чем свидетельствуют массовые скопления таллитов каменид. По сравнению с нижележащей пачкой, степень раздробленности и разнообразие мелких скелетных остатков в слое 28 и криноидно-брахиоподовом рудстоуне основания слоя 29 значительно повышается, что может свидетельствовать об "оживлении", характерном для трансгрессивных фаций.

Выше залегают черные битуминозные глины и "картонные" аргиллитоподобные, существенно палыгорскитовые, сланцы с линзами и прослоями серых доломитовых мергелей раннедиагенетического происхождения. Комплекс обедненный, преимущественно брахиоподовый. Среди брахиопод доминирует E. lobata. Встречаются граптолиты р. Dictyonema. Верхняя половина пачки умеренно загипсована. В кровле – более светлый мергелистый сланец (слой 42), с несколько иным, более обильным и богатым комплексом макрофоссилий. В частности, нет диктионем, место которых занимают сетчатые фенестеллидные мшанки, явно меняется комплекс брахиопод. Среди ихнофоссилий в основании пачки (слой 28) доминирует Zoophycos, выше – мелкие фукоиды.

Слой 27 (0.2–0.25 м). Глина бурая и темно-серая, со скоплениями биокластов и раковин брахиопод в основании слоя (некоторые брахиоподы in situ). Встречаются длинные стебли криноидей. Выше биокласты более мелкие, почти не образуют скоплений. Переход из слоя 26 постепенный.

Слой 28 (тарусский мрамор; 0.2 м). Известняк темно-серый, битуминозный, массивный, однородный, биотурбированный. Встречаются мелкие (0.2–0.3 см в диаметре) ветвящиеся трубки, иногда со следами поперечной скульптуры. Их происхождение неясно. Нижняя часть слоя обогащена детритом рыб. В кровле – постепенный переход к черной листоватой глине. Среди ихнофоссилий, по-видимому, преобладает Zoophycos. В шлифах встречено два типа микрофаций: 1) пакстоун-вакстоун среднезернистый, биокластовый, со значительным количеством фораминифер и игольчатых заполненных спаритом образований (спикулы губок?), с единичными каменидами; полости ранних генераций заполнены крупным спаритом, матрикс в значительной степени доломитизирован (табл. II, фиг. 6); 2) вакстоун-пакстоун водорослево-брахиоподовый, менее доломитизированный и более пористый (табл. II, фиг. 7). Значительную часть, иногда более половины скелетных частиц здесь составляют камениды.

ТРЕТИЙ УСТУП

Слой 29 (2.6 м). Глина черная, очень пластичная, липкая, с тончайшей листоватостью, с прослоями и линзами, обогащенными брахиоподами (в основном E. lobata, Composita ambigua (Sow.)) и другими макрофоссилиями. Вверху слоя встречаются скопления граптолитов р. Dictyonema. Ныне обнажена только верхняя половина слоя. В верхней части слоя, по описанию Б.С. Барскова и Н.В. Горевой, присутствует несколько невыдержанных прослоев баритовых и лимонитовых конкреций сложного ноздревато-перегородчатого строения, которые в настоящее время можно видеть в отвалах. В тех же отвалах встречаются блоки черного брахиоподово-криноидного рудстоуна (табл. III, фиг. 1), с глинистым матриксом, с обильными мелкими брахиоподами, среди которых доминирует E. Leobata. Порода эта резко отличается от всех пород, наблюдаемых в коренном разрезе, и скорее всего происходит из нижней части слоя 29.

Слои 30–41 (7.6 м). Глины черные, внизу пластичные, тонколистоватые, вверху и особенно в слоях 39 и 41 переходят в темно-серые и лиловые, практически не размокающие, глинистые сланцы, которые распадаются на тонкие широкие пластины, напоминающие листы картона. Для данной пачки установлено высокое содержание палыгорскита (Осипова, Бельская, 1965; Махлина, Жулитова, 1984; Махлина и др., 1993). Глины и сланцы перемежаются с толстыми (до 0.4 м) прослоями и линзами серых доломитовых мергелей. Комплекс макрофоссилий в глинах и сланцах обеднен, резко преобладают брахиоподы одного или двух видов (E. Lobata, Antiquatonia khimenkovi или крупные спириферидыр. Fusella или Unispirifer). Много мелких детритовых остатков рыб и граптолитов р. Dictyonema, которые встречаются до слоя 41 включительно. Следы и в доломитовых мергелях, и в глинах, и в сланцах представлены мелкими фукоидами, образующими массовые скопления, а также более редкими Zoophycos или Teichichnus.

Слой 42 (0.4 м). Мергель палыгорскитовый, зеленовато-серый, листоватый и "картонный", с многочисленными макрофоссилиями, среди которых доминируют брахиоподы. Много сходных с диктионемами фенестеллидных мшанок, однако сами диктионемы не найдены.

Доломитовые мергели заслуживают более внимательного рассмотрения. Их кристаллическая структура субидиоморфная до идиоморфной, рыхлая, кристаллы прослоены глиной (табл. III, фиг. 2). Сохраняются корродированные конодонты, иногда – тени биокластов. В нижнем доломитовом пласте (сл. 30) – жилы и гнезда шестоватого гипса. Переходы доломитового мергеля в черную глину или сланец всегда постепенные. Иногда доломитовый мергель образует уплощенные конкрециевидные тела с очень постепенным латеральным переходом в темно-серый доломитизированный глинистый сланец. В доломитовых мергелях присутствуют ядра брахиопод, диктионемы, двустворки, которые составляют комплекс, обедненный вследствие разрушения фоссилий при доломитизации, но сходный с окружающими глинами и сланцами. Макрофоссилии расплющены вследствие интенсивной компакции в глинах и сланцах, однако почти не деформированы в доломитовых мергелях. Очевидно, доломит в данном случае не образует отдельной седиментационной фации, но имеет раннедиагенетическое докомпакционное происхождение. Появление в разрезе сначала рассеянных доломитовых кристаллов, а затем доломитовых пластов явно связано с другими признаками аридизации климата (Осипова, Бельская, 1965а, 1977; Махлина и др., 1993).

М.Х. Махлина и др. (1993) предложили деление стешевского горизонта (свиты) на две подсвиты: нижнестешевскую (глазечнинскую) и верхнестешевскую (дашковскую). В нашей седьмой пачке объединяются верхняя глинистая часть глазечнинской подсвиты и вся дашковская подсвита, поскольку переход от пластичных глазечнинских глин к дашковским палыгорскитовым сланцам и доломитовым мергелям происходит постепенно и, видимо, не может быть достоверно прослежен. В то же время кровля и подошва седьмой пачки хорошо определены и прослеживаются, по крайней мере, между разрезами Заборье и Новогуровский.

Седьмая пачка представляет собой типичную последовательность фаций "стешевской лагуны" – от черных пластичных глин, внизу с прослоями известняков, к "картонным" палыгорскитовым сланцам с прослоями доломитовых мергелей. Исходя из отсутствия характерных мелководных форм бентосной фауны, М.С. Швецов (1932) сначала считал эту своеобразную толщу наиболее глубоководной в серпуховском ярусе. Позже он склонился к мелководной интерпретации данной толщи, по крайней мере – ее верхней, сланцево-доломитовой части (Швецов, 1938, 1948). Признаками мелководности служили сильная площадная изменчивость, опесчанивание к северу, развитие доломитов и наличие следов осушений в кровле (пачка 8; см. ниже). Специфический состав фауны определенно не указывал на мелководность или

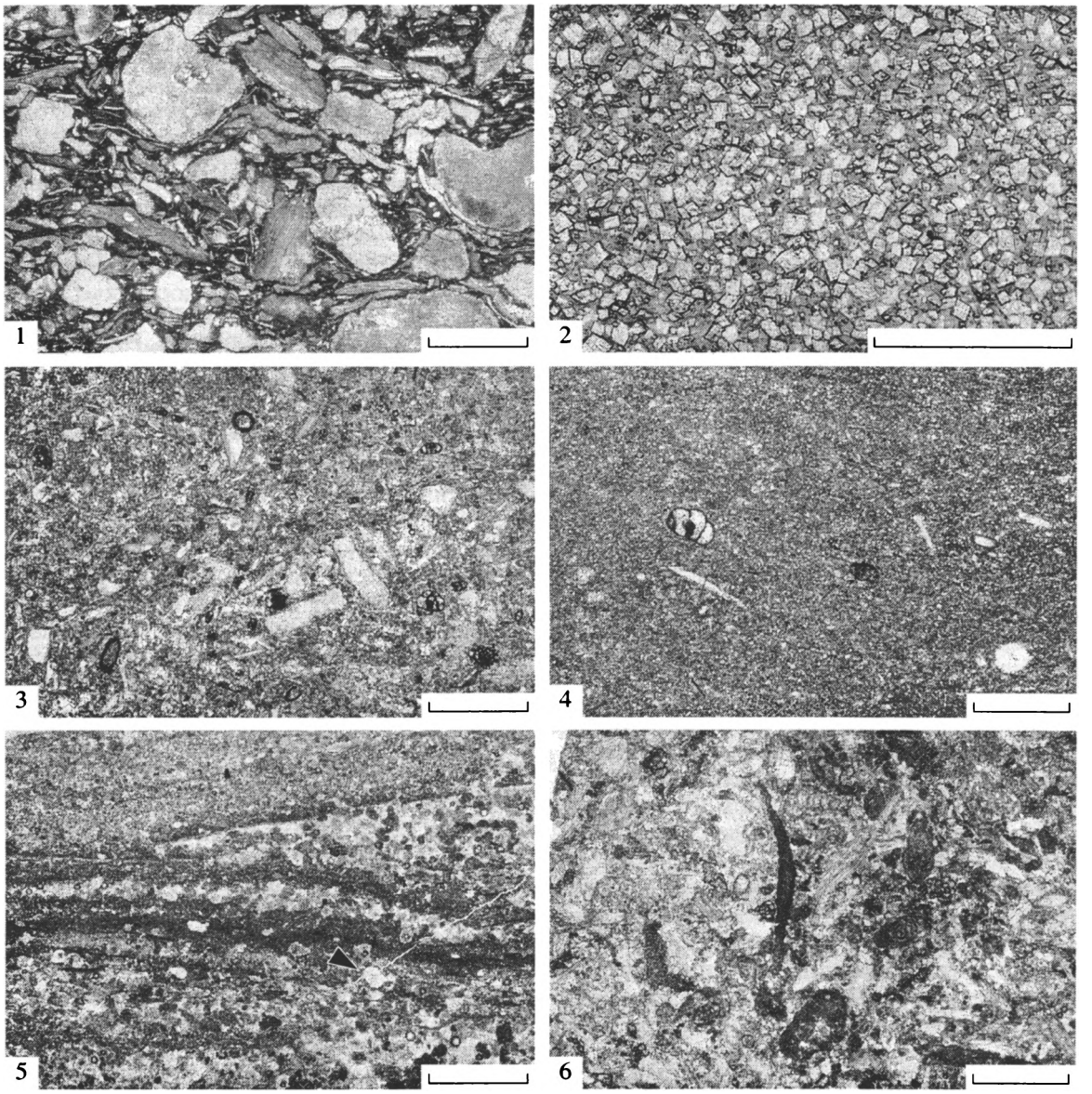


Таблица III. Микрофации верхнестешевских карбонатных пород и протвинских известняков.

1 – нижняя часть слоя 29, брахиоподово-криноидный рудстоун; шкала 1 мм; 2 – слой 34, доломитовый мергель, кристаллическая структура идиоморфная, рыхлая, между ромбоэдрами доломита – толстые выстилки глины; шкала 0.5 мм; 3–6 – микроструктуры протвинских известняков: 3 – нижняя часть слоя 48, биокластовый вакстоун, 4 – низы слоя 51, мадстоун с отдельными фрагментами брахиопод, иглокожих и фораминиферами; матрикс в обоих случаях перекристаллизован в микроспарит, 5 – слой 53, сильно измененная порода с тонкой слоистостью; на первичную структуру наложены вкрапленники неоморфного спарита (черная стрелка), 6 – слой 54, сильно выщелоченный и перекристаллизованный пелоидно-биокластовый пакстоун-грейнстоун; шкалы на фиг. 3–6 – 1 мм.

глубоководность, но свидетельствовал о значительном изменении физико-географических условий по сравнению с тарусским временем. А.И. Осипова и Т.Н. Бельская (1965а, 1967, 1977) интерпретировали всю глинистую толщу стешевского горизонта как "стешевскую лагуну". Все же лагунное происхождение данной толщи, по крайней мере ее нижней части, вызывает сомнения. Во-первых, раннедиагенетические доломиты в верхнемосковских и нижнекасимовских отложениях этого же региона образовывались не на гипергалинных мелководьях, а в сублиторальных, в том числе и наиболее глубоководных, илистых осадках (Кабанов, 2000). Более того, глубоководные илистые осадки с нормальной соленостью, но с высоким содержанием органики и дефицитом кислорода могут быть весьма благоприятны для доломитизации (Slaughter, Hill, 1991). Во-вторых, своеобразие комплекса фоссилий (обедненный, монодоминантный комплекс брахиопод,

отсутствие или крайняя редкость кораллов и фораминифер, внедрение необычных для Подмосковного нижнего карбона организмов, таких как граптолиты, мелкие аммоноидеи и беззамковые брахиоподы Orbiculoidea dalmanensis Sok.), можно объяснить не только изоляцией в лагуне, но и особыми, эвтрофными и заморными, условиями ниже пикноклина, образующегося при плотностной стратификации. Следуя модели антиэстуариевой циркуляции вод в эпиконтинентальном бассейне (Witzke, 1987), такая стратификация образуется, когда из придонной части бассейна затруднен отток тяжелых, более соленых вод, в то время как поверхностный слой воды остается более легким вследствие опреснения. Примером таких относительно глубоководных фаций могут служить черные фосфоритоносные глины пенсильванских циклотем (Heckel, 1977). Наличие фосфатных желваков (данные А.С. Алексеева; рис. 2) усиливает сходство нижней части стешевских глин с пенсильванскими черными глинами.

Пачка 8 (слои 43–46). Известняки, внизу розовые, вверху светло-бежевые, сильно окремненные (преимущественно в нижней части), в верхней части брекчиевидные. Вследствие практического отсутствия биотурбации сохраняется седиментационная слоистость. Первичные текстуры затушеваны вадозными изменениями, наложенными во время предмосковской субаэральной экспозиции. В шлифах – мадстоун-вакстоун с прослоями и линзами пелоидного и онкоидного калькаренита, с крайне однообразным и специфическим комплексом мелких скелетных остатков, в котором резко преобладают остракоды (Кабанов, в печати, табл. I, фиг. 6, 7, табл. II, фиг. 1). Многие биокласты микритизированы. Пачку венчает *дашковская палеопочва.*

Слой 43 (0.1 м). Известняк розовый, глинистый, окремненный, с тонкими (до 3–5 мм) прослойками и линзами онкоидного калькаренита (Кабанов, в печати, табл. I, фиг. 7), с мелкими брекчированными микрослоистыми (строматолитовыми) корочками и их обломками (интракластами). Признаки биотурбации отсутствуют. Многие зерна пелоидизированы и окатаны. Ядрами онкоидов служат в основном тонкие раковины остракод, как правило, сильно деформированные и неоморфированные.

Слой 44 (0.05 м). Известняк глинистый, афанитовый, рассланцованный и сильно окремненный.

Слой 45 (0.8 м). Известняк светло-бежевый, глинистый, с сильным полосчатым окремнением, вверх постепенно переходит в мергель и становится более сланцеватым. Структурно порода представляет собой биокластово-онкоидный мадстоун и вакстоун с разномасштабными линзами и невыдержанными прослойками онкоидного грейнстоуна-рудстоуна. В типичном случае грейнстоун-рудстоун залегает с эрозией и вверх градационно переходит в вакстоун, причем некоторые эрозионные поверхности выстланы растрескавшимися вследствие сингенетического высыхания микрослоистыми корочками (Кабанов, в печати, табл. II, фиг. 1). Первичная межзерновая пористость в грейнстоунах-рудстоунах закрыта изометричным спаритовым цементом. Наиболее крупная и протяженная линза сифонацио-пелоидно-онкоидного грейнстоуна-рудстоуна (Кабанов, в печати, табл. I, фиг. 6), мощностью 0.1–0.15 м, залегает в 0.35 м выше подошвы. В этой линзе наблюдалась неясная пологокосая слоистость. Биотурбационное нарушение первичной слоистости практически отсутствует, однако прослойки часто деформированы, иногда разорваны, что может быть следствием развития трещин высыхания.

Слой 46 (0.3–0.5 м). Известняк желтый, сильно ожелезненный и окремненный, мелко-брекчиевидный, представляет собой карбонатный панцирь дашковской палеопочвы, описанный во второй части работы (Кабанов, в печати). Присутствующие в панцире следы корней составляют *пятый корневой горизонт.*

Для понимания обстановки накопления пачки 8 важны следующие признаки. Биотурбация практически отсутствует, вследствие чего сохраняется первичная слоистость, образованная чередованием вакстоунов, мадстоунов и калькаренитов. В отличие от нижележащих горизонтов обмеления, здесь развиты эрозионные поверхности с залегающими на них калькаренитовыми прослоями. Последние могли сформироваться только при участии высокоэнергетических процессов: наиболее значительные прослои грейнстоуна-рудстоуна обладают сортировкой и внутренней пологокосой слоистостью, образованной чередованием более и менее крупнозернистых слойков. Зерна в основном округленной формы, резко преобладают онкоиды, для формирования которых необходимо чередование периодов неподвижности и кратковременных эпизодов окатывания. Встречаются мелкие обрывки строматолитоподобных корочек с задранными вверх краями, что может быть следствием периодических синседиментационных высыханий, а также, по-видимому, настоящие трещины высыхания. Присутствие трещин высыхания на поверхностях напластования этой пачки указывается Швецовым (1948). Макрофоссилии не найдены. Комплекс микрофоссилий сильно обеднен, в нем резко преобладают однообразные остракоды. Местами много таллитов сифоней и "битой ракуши" моллюсков (в виде биомолд). Биокласты брахиопод редки, сильно изношены и, скорее всего, аллохтонны. Остатки иглокожих, составляющие фон в остальной части разреза, отсутствуют. Очевидно, пачка 8 представляет собой фацию приливной равнины, в основном низкоэнергетической, на что указывает преобладание вакстоунов и мадстоунов, но, в отличие от нижележащих уровней обмеления, подверженной воздействию высокоэнергетических событий. Аналогично современным приливным равнинам (Aigner, 1985; Wanless et al., 1988; Tucker, Wright, 1990), этими событиями должны были быть штормы. Специфический состав осадочных зерен, резко уклоняющийся от

такового в остальной части разреза, указывает на высокую степень изоляции этой приливной равнины от основного бассейна.

Протвинский горизонт

В настоящей работе уточняется характер и положение границы между протвинским и стешевским горизонтами. М.С. Швецов определял эту границу в региональном масштабе по "исчезновению богатой и разнообразной фауны, появлению микрослоистых пород – глин и, выше, химических известняков, либо совершенно безжизненных..., либо переполненных остракодами при отсутствии другой фауны" (1940, с. 274). Швецов (1948, с. 138) указывал, что "верхняя пачка плитчатых химических известняков" хорошо прослеживается на западе южного крыла Московской синеклизы, включая Серпухов. Эту пачку Швецова легко узнать в нашей восьмой пачке, то есть выше границы стешевского и протвинского горизонтов, принятой в работах (Махлина и др., 1993; Барсков, Алексеев, 1979; Skompski et al., 1995). Скорее всего, Швецов включал в объем "безжизненных химических известняков" калькретовый панцирь дашковской палеопочвы, тогда еще не распознаваемой. Таким образом, границу стешевского и протвинского горизонтов следует проводить не по переходу от сланцев к известнякам, а несколько выше, по кровле дашковской палеопочвы, венчающей пачку "химических известняков" с остракодами и представляющей собой настоящую границу между "шестым и седьмым циклами динанта" Швецова (1938).

Пачка 9 (слои 47–51). Внешне представлена сильно закарстованными, перекристаллизованными и окремненными серовато-белыми, вторично ожелезненными массивными известняками с прослоем палыгорскитовой глины в основании. Нижняя часть пачки (слои 48–49) – пакстоуны и вакстоуны с признаками интенсивной биотурбации, в том числе со следами Zoophycos, с разнообразным нормально-морским комплексом крупных и мелких скелетных остатков. Встречаются грубозернистые штормовые концентраты. В верхней части пачки (слои 50–51) – биокластовые вакстоуны и мадстоуны с несколько пониженным разнообразием мелких скелетных остатков. Мощность 2.15 м.

Слой 47 (0.1–0.15 м). Глина листоватая, зеленовато-коричневая, палыгорскитовая. Встречаются крупные остракоды.

Слой 48 (0.55 м). Известняк относительно монолитный, неяснозернистый до афанитового, с рыжими пятнами, с моллюсками, брахиоподами и другими макрофоссилиями, с Zoophycos. В верхней части слоя развиты каверны с друзами кальцита, относимые к предмосковскому карсту. В прикровельной части слоя – субвертикальные изгибающиеся ходы. В кровле – пропласток листоватой глины. В шлифах – пакстоун и вакстоун мелкозернистый, биокластовый, сильно биотурбированный (табл. III, фиг. 3).

Слой 49 (0.15 м). Известняк слабоглинистый, плотный, сливной, со следами Zoophycos. Много крупных беллерофонтид. В шлифах – вакстоун-пакстоун биокластовый, преимущественно брахиоподовый. Скелетные фрагменты разнообразны, распределены неравномерно. Крупные скелетные фрагменты (>1–2 мм) образуют неправильные скопления и линзочки рудстоуна, обедненные микритово-тонкобиокластовым материалом и отделенные друг от друга участками глинистого вакстоуна. Видимо, они представляют собой разрушенные биотурбаторами остатки базальных концентратов штормовых градационных прослоев.

Слой 50 (0.1 м). Известняк афанитовый, зеленовато-серый, глинистый, крепкий, тонкоплитчатый, с почти непрерывной цепочкой черных кремней, местами раздувающихся на всю мощность слоя.

Слой 51 (1.2 м). Известняк афанитовый, сложен чередованием относительно монолитных и желваковых прослоев. В шлифах – мадстоун и тонкораковинный остракодово-брахиоподовый вакстоун (табл. III, фиг. 4), в местах концентрации раковин – флоатстоун.

Палыгорскитовая глина слоя 47 с крупными остракодами, видимо, была образована при быстрой (о чем свидетельствует маленькая мощность) трансгрессии, затопившей дашковскую палеопочву и приведшую к установлению нормально-морских сублиторальных условий, в которых накопилась вышележащая часть пачки. В слоях 48 и 49 высокое разнообразие скелетных остатков, сильная переработанность осадка илоедами, наличие следов Zoophycos, а также остатки штормовых прослоев свидетельствуют о нормально-морской, сублиторальной обстановке седиментации с эпизодическими штормами. Микроскопические признаки мелководности в чистых известняках – трубчатые водоросли и микритизация – практически отсутствуют, что свидетельствует о палеоглубинах не менее первых десятков метров. Переход к илистым литофациям в верхней части пачки свидетельствует о снижении гидродинамической активности среды седиментации, вероятно, вследствие начала процесса обмеления.

Пачка 10 (слои 52–54). Представлена сильно закарстованными мергелями и известняками с базальным слоем глины. В стратифицированном виде пачка сохранилась на нескольких участках (останцах) восточной стенки карьера. Между останцами пачка переходит в карстовую брекчию, погруженную в высоковские глины. Выше базального глинистого слоя 52 залегают плитчатые мергели и глины, в которых местами различима микрослоистость. Верхняя часть пачки слагается толстоплитчатыми мелководными биокластовыми известняками с хететидами. Кровля пачки условно проводится по кровле останца в южной части восточной стенки карьера, выше которого известняк сохранился только в виде окремненной брекчии. Мощность около 1.7 м.

Слой 52 (0.3 м). Глина желтая, пластичная, сильно ожелезненная, в кровле местами – белая известковая мука, видимо вторичная, связанная с предмосковской корой выветривания.

Слой 53 (около 0.3–0.4 м). Мергели и глины зеленовато-желтые, с плитчатой и листоватой отдельностью, окремненные, местами превращенные в плитчатые полосчатые кремни. В единственном шлифе – пологая мелковолнистая микрослоистость, в которой чередуются прослойки мелкозернистого пелоидного калькарениита и мадстоуна толщиной в 1–3 мм (табл. III, фиг. 5). На фоне перекристаллизованной первичной текстуры выделяются розетковидные вкрапленники крупного спарита.

Слой 54 (около 1.0 м). Известняк толстоплитчатый, светло-серый, в нижней части неясно-зернистый, вверх переходящий в афанитовый. Встречаются хететиды. В шлифе из нижней зернистой части слоя – пакстоун-грейнстоун пелоидно-биокластовый, биотурбированный, многие зерна микритизированы (табл. III, фиг. 6).

Слои 52–54 объединяются в одну пачку достаточно условно, поскольку все три слоя существенно различаются как макроскопически, так и в шлифах. Из-за интенсивного развития межпластового карста невозможно установить, связаны ли слои непрерывными переходами или разделены какими-либо несогласиями. Во всяком случае, разнообразный скелетный бентос и следы Zoophycos, которые могли бы указывать на нормально-морские сублиторальные условия, в данной пачке не найдены. Хететиды могут встречаться как в нормально-морских, так и в краевых фациях. Два имеющихся из слоев 53 и 54 шлифа демонстрируют более мелководные микрофации, чем в слоях 48 и 49. Таким образом, можно предположить мелководный характер всей десятой пачки и противопоставить ее более глубоководной пачке 9.

ВЕРХИ НИЖНЕГО КАРБОНА – БАШКИРСКИЙ ЯРУС СРЕДНЕГО КАРБОНА

Высоковские слои

Слой 55. Глины алевритовые с брекчией известняка. Вместе с закарстованными протвинскими известняками составляют единый профиль предмосковского выветривания, описанный в работе (Кабанов, в печати).

Слой 55 венчает каменноугольный разрез карьера. Выше залегают маломощные четвертичные отложения, включая культурный слой.

ВЫВОДЫ

Строение разреза Заборье согласуется с установленным предыдущими исследователями планом строения серпуховского яруса стратотипической местности и одновременно привносит ряд новых деталей.

1. В разрезе выделено десять пачек, отражающих этапы развития бассейна на данном участке. Пачка 1 в основании разреза (1.3 м), представленная закарстованными биокластовыми вакстоунами и пакстоунами, венчает веневский горизонт. Нижние 13 м серпуховской части разреза (пачки 2–6) относятся к тарусскому – нижней половине стешевского горизонта. Тарусская часть разреза сложена серыми биотурбированными крупноплитчатыми микритово-биокластовыми известняками, стешевская – глинистыми известняками и мергелями с прослоями глин. Микрофации представлены биокластовыми вакстоунами, пакстоунами и флоатстоунами. В ихноценозе резко преобладает Zoophycos. Признаки окатывания частиц и высокоэнергетические фации отсутствуют, за исключением нечастых штормовых прослоев, появляющихся в низах стешевского горизонта. Пачка 7 (8.15 м) представлена фациями "стешевской лагуны" – черными пластичными глинами с обедненным олигодоминантным комплексом макрофоссилий, которые вверх сменяются существенно палыгорскитовыми, "картонными" сланцами с прослоями и линзами раннедиагенетических доломитовых мергелей. Верхние 6 м разреза (верхи стешевского – низы протвинского горизонтов) сложены светлыми известняками с прослоями мергелей и глин, сильно измененными во время предмосковского выветривания. Венчающая стешевский горизонт пачка 8 (1.25 м) представлена мергелисто-известняковым литоральным онкоидно-остракодовым ламинитом, в кровле – калькретом. Протвинская часть (4.85 м) состоит из пачки 9 – биотурбированных относительно глубоководных мадстоунов, вакстоунов и пакстоунов с Zoophycos, и пачки 10, в которую объединены сильно разрушенные выветриванием, по-видимому, более мелководные плитчатые мергели, микритовые и пелоидно-биокластовые известняки.

2. В разрезе выделено 4 или 5 ранее неизвестных уровней обмеления и 3 профиля субаэральной экспозиции. Последние описаны во второй части работы (Кабанов, в печати). Пачка 3 венчается бугристой поверхностью, которая скорее всего представляет собой хардграунд, однако не исключено ее субаэральное происхождение. Достоверные уровни обмеления маркируются следами корней, очевидно, мангровой растительности, с которыми связаны небольшие субаэральные изменения. Выше *первого корневого горизонта*, включающего следы корней в муратовском палеокарсте, *второй, третий и четвертый корневые горизонты* маркируют обмеления соответственно в нижней трети и верхах тарусского горизонта, а также в середине стешевского горизонта. Уровни обмеления не перекрываются явными поверхностями субаэральной экспозиции. Содержащая третий корневой горизонт пачка 4 мощностью 2.3 м выделяется благодаря переходу к пакстоунам с массовыми водорослями сем. Kamaenidae,

частичному сохранению микрослоистости и отсутствию Zoophycos. Остальные два уровня обмеления не показывают сколько-нибудь заметных изменений в литофациях. Не исключено, что четвертый корневой горизонт следует разделить на два сближенных горизонта. *Пятый корневой горизонт* включает следы корней в дашковской палеопочве. Вероятно, уровни обмеления следует также искать среди сильно измененных протвинских известняков самой верхней части разреза.

3. Следуя циклостратиграфическому принципу проведения границ местных и региональных подразделений, границу тарусского и стешевского горизонтов предлагается проводить по уровню наибольшего обмеления внутри пачки 4, условно – на 1.1 м ниже принятой, по подошве слоя 9. Граница между стешевским и протвинским горизонтами проводится по кровле дашковской палеопочвы, в 1.25 или в 1.65 м выше принятой ранее.

4. Лагунная интерпретация стешевской глинистой толщи (Осипова, Бельская, 1965а), по крайней мере ее нижней части, вызывает сомнение. Предложена альтернативная модель накопления битуминозных глин этой толщи в бассейне с плотностной стратификацией водной колонки ниже пикноклина и глубины волнового перемешивания.

5. В разрезах Заборье и Новогуровский обнаружено устойчивое появление штормовых градационных прослоев в основании стешевского горизонта, что нельзя объяснить фациальными изменениями. В его терминальной части появляются литоральные ламиниты с признаками штормового воздействия. Если уровень появления штормовых прослоев будет прослежен в других разрезах данного региона, и учитывая нарастание признаков аридизации на протяжении серпуховского яруса (Осипова, Бельская, 1977), можно будет охарактеризовать региональное изменение климата как переход от гумидного безветренного климата в окско-тарусское время ко все более аридному, с нарастающим, вплоть до штормовых событий, движением воздушных масс. Предполагается, что фиксируемые в разрезе палеоклиматические изменения, так же как изменение в характере цикличности, могут отражать развитие Гондванского оледенения, связанную с ним дифференциацию климата и нарастание гляциоэвстатического контроля колебаний уровня моря.

Считаю приятным долгом поблагодарить коллег, принимавших участие в изучении разреза Заборье и жарких дискуссиях, развернувшихся вокруг этой темы. Благодарю тех же специалистов за конструктивные критические замечания по поводу этой и других рукописей, созданных в результате нашей совместной работы. Я благодарю Н.Б. Гибшман, И.С. Барскова, С.В. Николаеву, А.С. Алексеева и Б.Т. Янина. За техническую помощь благодарю М.К. Емельянову.

Работа выполнена по проектам РФФИ № 99-05-65473 и № 00-15-97-764.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барсков И.С., Алексеев А.С. Каменноугольные конодонты Подмосковья // Стратиграфия, палеонтология и палеогеография карбона Московской синеклизы. М.: Геолфонд РСФСР, 1979. С. 89–116.

Геккер Р.Ф. Следы беспозвоночных и стигмарии в морских отложениях нижнего карбона Московской синеклизы // Тр. Палеонтол. ин-та. 1980. Т. 178. 83 с.

Кабанов П.Б. Событийная стратиграфия пограничного интервала среднего и верхнего карбона Подмосковья // Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2000. 268 с. (неопубл.).

Кабанов П.Б. Стратотип серпуховского яруса в карьере Заборье. Часть II. Профили субаэральной экспозиции и цикличность // Стратиграфия. Геол. корреляция. (в печати).

Махлина М.Х., Жулитова В.Е. Опорный разрез верхневизейских и серпуховских отложений у пос. Новогуровский // Геология, полезные ископаемые и инженерно-геологические условия центральных районов европейской части СССР. М.: Геолфонд РСФСР, 1984. С. 18–29.

Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С. и др. Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М.: Наука, 1993. 220 с.

Никитин С.Н. Каменноугольные отложения Подмосковного края и артезианские воды под Москвой // Тр. Геол. ком-та. 1890. Т. 2. № 5. С. 1–138.

Осипова А.И., Бельская Т.Н. О фациях и палеогеографии серпуховского времени в Подмосковном бассейне // Литология и полезн. ископаемые. 1965а. № 5. С. 3–17.

Осипова А.И., Бельская Т.Н. О веневском горизонте южного крыла Подмосковного бассейна // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1965б. № 11. С. 33–44.

Осипова А.И., Бельская Т.Н. Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-намюрских отложений Московской синеклизы // Литология и полезн. ископаемые. 1967. № 5. С. 118–142.

Осипова А.И., Бельская Т.Н., Фомина Е.В. Новые данные о палеогеографии и фациях визе-намюрского бассейна Московской синеклизы // Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М.: Наука, 1972. С. 141–161.

Осипова А.И., Бельская Т.Н. Верхневизейский подъярус // Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Подмосковного бассейна М.: Наука, 1975. С. 19–26.

Осипова А.И., Бельская Т.Н. К исследованию карбона Русской платформы – основы модели осадкообразования в эпиконтинентальном море гумидной зоны // Литология и полезн. ископаемые. 1977. № 2. С. 48–62.

Раузер-Черноусова Д.М. Стратиграфия визейского яруса южного крыла Подмосковного бассейна по фауне фораминифер // Тр. ИГН АН СССР. Геол. сер. 1948. С. 3–40.

Толковый словарь английских геологических терминов. Пер. с англ. В 3-х томах. Т. 1. М.: Мир, 1977. 585 с.

Стратиграфический кодекс. 2-е изд. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.

Швецов М.С. К вопросу о стратиграфии нижне-каменноугольных отложений южного крыла Подмосковного бассейна // Вестн. Моск. горн. акад. 1922. Т. 1. № 2. С. 223–242.

Швецов М.С. Общая геологическая карта европейской части СССР. Л. 58. Северо-западная часть листа // Тр. всесоюзн. геол.-развед. объед. НКТП СССР. Вып. 83. М.-Л.: Госнаучтехиздат, 1932. 184 с.

Швецов М.С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху // Тр. Моск. геол.-развед. ин-та. 1938. Т. 12. С. 3–170.

Швецов М.С. Литология серпуховской свиты как показатель среды обитания серпуховской фауны и флоры // Рефераты работ учреждений отд. биол. наук АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 274–275.

Швецов М.С. Каменноугольная система: нижний карбон // Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1948. Т. 4. Ч. 1. С. 84–150.

Aigner T. Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences 3. New York, etc.: Springer, 1985. 174 p.

Heckel P.H. Origin of phosphatic black shale facies in Pennsylvanian cyclothems of Midcontinent North America // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1977. V. 61. P. 1045–1068.

May J.A., Perkins R.D. Endolithic infestation of carbonate substrates below the sediment-water interface // J. Sediment. Petrology. 1979. V. 49. P. 357–377.

Skompsky S., Alekseev A.S., Nieschner D. et al. Conodont distribution across the Visean/Namurian boundary // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1995. V. 188. P. 177–209.

Slaughter M., Hill R.J. The influence of organic matter in organogenic dolomitization // J. Sediment. Petrology. 1991. V. 61. P. 296–303.

Struve A.O. Über die Schichtenfolge in den Carbonablagerungen im Sdlichen Theil des Moscaeur Kohlenbeckens // Mém. Acad. Imp. St.-Petersb., 1886. Sér. VII. S. XXXIV. 107 p.

Tucker M.E., Wright V.P. Carbonate Sedimentology. Oxford, etc.: Blackwell, 1990. 482 p.

Wanless H.R., Tyrrell K.M., Tedesco L.P., Dravis J.J. Tidal-flat sedimentation from Hurricane Kate, Caicos Platform, British West Indies // J. Sediment. Petrology. 1988. V. 58. P. 724–738.

Witzke B.J. Models for circulation patterns in epicontinental seas applied to paleozoic facies of North America Craton // Paleoceanology. 1987. V. 2. № 2. P. 229–248.

Рецензенты П.Ю. Петров, Н.М. Чумаков

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2003, том 11, № 1, с. 39–63

УДК 551.735.1:563.12(470.311)

ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРАМИНИФЕР СТРАТОТИПА СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСА В КАРЬЕРЕ ЗАБОРЬЕ (ПОДМОСКОВЬЕ)

© 2003 г. Н. Б. Гибшман

Российский государственный университет нефти и газа, Москва

Поступила в редакцию 26.10.2000 г.

Изучено распределение фораминифер в тарусском, стешевском и протвинском горизонтах стратотипа серпуховского яруса в карьере Заборье и выделено три зоны: Pseudoendothyra globosa; Eostaffellina decurta и Eostaffellina protvae. Границы зон определены по первому появлению видов-индексов. Обнаружено несовпадение границ и зон по фораминиферам. На границе визейского и серпуховского ярусов появляются Neoarchaediscus postrugosus (Reitl.) и "Millerella" tortula Zeller, которые могут быть маркерами этого рубежа. Впервые в Подмосковье обнаружены стратиграфически важные для корреляции виды "Millerella" tortula Zeller, Janischewskina delicata Mal., Brenckleina rugosa (Brazhn.). На основе анализа микрофаций показано, что фораминиферы существовали в спокойной тиховодной обстановке мелководного моря с обмелением вверх по разрезу и появлением водорослевых отмелей.

Ключевые слова. **Серпуховский ярус, веневский, тарусский, стешевский, протвинский, горизонт, зона, микрофации, фораминиферы, биокласты.**

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к серпуховскому ярусу России (Никитин, 1890; Швецов, 1922, 1948) определяется его возможным включением в международную шкалу каменноугольной системы, что во многом зависит от детальности изучения типовых разрезов стратотипической местности в Подмосковье и наличия стратиграфически полного разреза, в котором расчленение на горизонты и биозоны проведено по различным группам палеонтологических остатков и указаны уровни появления видов-маркеров, перспективных при корреляции.

Карьер Заборье был назван Н.С. Никитиным (1890) среди трех наиболее типичных разрезов (Лужки, Подмоклое) серпуховского яруса (рис. 1). В настоящее время он получил статус стратотипа и является наиболее известным обнажением, где можно изучать серпуховские отложения (Раузер-Черноусова, 1948а; Осипова и др., 1965; Махлина и др., 1993; Skompski et al., 1995). В нем обнажены веневский горизонт верхнего визе, тарусский, стешевский и протвинский горизонты. Этот разрез был расчленен на зоны по фораминиферам и конодонтам (Махлина и др., 1993).

ПЕРВОНАЧАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФОРАМИНИФЕР КАРЬЕРА ЗАБОРЬЕ

Д.М. Раузер-Черноусова (1948а) опубликовала неполную колонку разреза карьера Заборье в составе тарусского и стешевского горизонтов. К тарусскому горизонту (сл. 1–4) были отнесены плитчатые известняки, обнаженные в нижней части карьера, а стешевский (частично) горизонт (сл. 5–7) внизу слагается темными глинами с плитчатыми известняками, а в верхней части – сланцеватыми глинами. Фораминиферы были

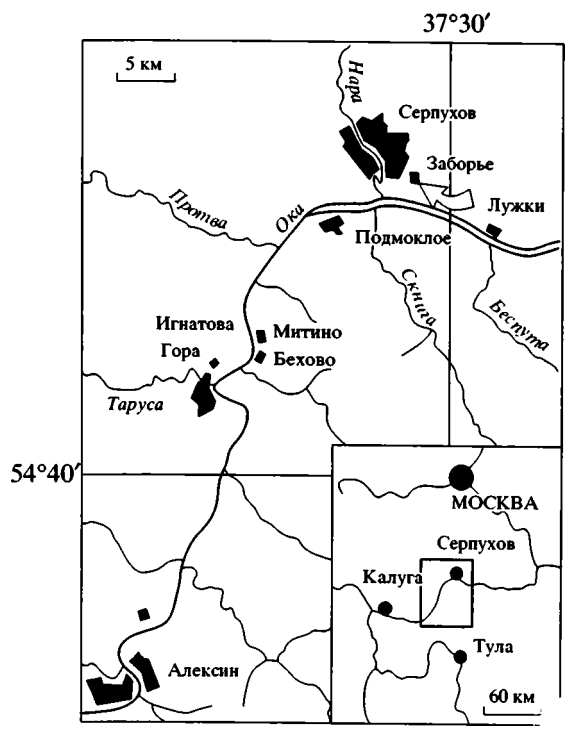


Рис. 1. Расположение карьера Заборье и других разрезов типовой местности серпуховского яруса Подмосковья.

изучены Д.М. Раузер-Черноусовой по личным сборам и их послойное распространение показано на рис. 8.

Тарусский горизонт был исследован наиболее детально и содержал Earlandia vulgaris (Rauser et Reitl.), E. minor (Rauser et Reitl.), (указан с вопросом), Endothyra bradyi Mikh. (часто и обычно), Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.) (часто), Archaediscus cf. karreri Brady, A. cf. krestovnikovi Rauser (в основании горизонта), A. krestovnikovi Rauser (обычно и вблизи кровли горизонта), Neoarchaediscus. cf. ex gr. rugosus (Rauser) (в средней части), Asteroarchaediscus ovoides (Rauser) (часто в средней части), Endostaffella parva (Moeller) (по всему горизонту), Mediocris cf. mediocris (Viss.) (единично в средней части), Eostaffella cf. mosquensis Viss. (единично в средней части), E. parastruvei Rauser (часто по всему разрезу). Все названные виды имеют широкое стратиграфическое распространение и являются переходящими из верхнего визе. Parastaffella struvei serpukhovi, получившая название как новый подвид, впоследствии так и не была описана и изображена.

В стешевском горизонте, изученном от нижней границы до середины (сл. 5–7), были отмечены Endothyra bradyi Mikh. (основание горизонта), Archaediscus karreri Brady (основание горизонта), A. sp. (средняя часть), переходящие сюда из тарусского горизонта, а также вновь появившиеся A. pusillus Rauser (часто), Asteroarchaediscus. cf. bashkiricus (Krest. et Theod.), Neoarchaediscus parvus (Rauser) (часто), которые обнаружены в основании горизонта.

Граница тарусского и стешевского горизонтов была проведена в основании темных глин по литологическому признаку, что соответствовало принятой тогда точки зрения М.С. Швецова (1922, 1948). Верхняя часть разреза, отвечающая части стешевского и протвинскому горизонту, по-видимому, в то время не была вскрыта и не изучалась.

Таким образом, комплекс фораминифер нижней части типового разреза серпуховского яруса представлялся весьма бедным и нехарактерным, состоящим почти исключительно из форм, переходящих из верхнего визе.

Недавно М.В. Вдовенко (Махлина и др., 1993) изучила фораминиферы из разреза Заборье и впервые расчленила его на зоны по фораминиферам, принятые в региональной схеме Русской платформы (Решение Межведомственного..., 1990). М.В. Вдовенко подтвердила характеристику комплекса фораминифер тарусского горизонта, полученную Д.М. Раузер-Черноусовой (1948а), и дополнила список фораминифер стешевского горизонта. Впервые в протвинском горизонте было указано присутствие нескольких таксонов фораминифер.

Согласно М.В. Вдовенко зона Pseudoendothyra globosa–Neoarchaediscus parvus (слои 3–10) характеризует тарусский (единый комплекс для слоев 3 и 4) и стешевский (три комплекса: слои 5, 6; слои 7, 8 и слои 9, 10) горизонты. В списке фораминифер (Приложение № 3, там же) повторены все формы, указанные Д.М. Раузер-Черноусовой (1948а), за исключением Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.). В то же время список дополнили Earlandia minima (Bir.), E. elegans (Rauser et Reitl.), Palaeotextularia sp., Endothyra sp., E. ex gr. phrissa (Zeller), E. similis Rauser et Reitl., Omphalotis sp., Endothyranopsis crassa (Brady), Betpakodiscus (?) ex gr. compressa (Vdov.), Tetrataxis eominima Viss., Endostaffella delicata Ros., E. ex gr. asymmetrica Ros., E. fucoides Ros., Euxinita sp., Loeblichia ukrainica Brazhn., Quasiammodiscus buskensis (Brazhn.), Planoendothyra sp., Eostaffella ex gr. tenebrosa Viss., Eostaffella ex gr. postmosquensis Kir., Plectostaffella aff. varvariensis (Brazhn. et Pot.), P. ex gr. varvariensis (Brazhn. et Pot.). Вид-индекс Pseudoendothyra globosa Ros. не был обнаружен, изменений состава фораминифер на границе горизонтов не было отмечено. Из видов, дополняющих данные Д. М. Раузер-Черноусовой (1948а), представляют интерес E. ex gr.phrissa (Zeller), Planoendothyra sp., Betpakodiscus (?) ex gr. compressa (Vdov.), неизвестные в породах верхнего визе. Кроме того, Eostaffella ex gr. postmosquensis Kir., Plectostaffella aff. varvariensis (Brazhn. et Pot.) и P. ex gr. varvariensis (Brazhn. et Pot.) являются наиболее молодыми среди названных, так как вид Eostaffella postmosquensis Kir. описан (Раузер-Черноусова и др., 1951) из башкирского яруса или подверейского горизонта (голотип происходит из д. Каменка, р. Чусовая) и в породах древнее верхнесерпуховского подьяруса ранее не отмечался. Вид Plectostaffella varvariensis (Brazhn. et Pot.) был впервые описан из известняка D–4 (Бражнікова и др., 1948), и представители этой группы ниже запалтюбинского горизонта в Донбассе (Айзенверг и др., 1983) и других регионах (Кулагина, 1988; Кулагина и др., 1992; Gibshman et al., 1990) не указаны.

Зона Eostaffellina protvae была выделена М.И. Вдовенко в нижней части протвинского горизонта, где были определены Parastaffella angulata Rauser, Pseudoammodiscus sp., Endothyra sp., Eostaffellina sp.

Таким образом, и после исследований М.В. Вдовенко оставалось впечатление, что в стратотипе серпуховского яруса доминируют формы, переходящие сюда из верхнего визе, а стратиграфически важные и типично серпуховские формы, за исключением Neoarchaediscus parvus (Rauser), N. ex gr. rugosus (Rauser), Endothyra ex gr. phrissa (Zeller), Planoendothyra sp., Eostaffellina sp. отсутствуют. Между тем основным критерием для выделения серпуховского яруса по фораминиферам являлось исчезновение верхневизейских (окских)

Таблица 1. Примерное соотношение номеров одних и тех же слоев по разным авторам.

Горизонты	Раузер-Черноусова, 1948а	Вдовенко (Махлина и др., 1993)	Барсков, Горева, 1978 г. (№ обр. на конодонты: Махлина и др. 1993), Барсков, 1999 г.
Протвинский	не изучался	сл. 14–15, обр. 29–35	сл. 48–53, обр. 42–51
Стешевский	сл. 5–7, обр. 281–292	сл. 5–13 *, (ниж. часть) обр. 7–27	сл. 10–47, обр. 7п–40
Тарусский	сл. 1–4, обр. 274–280	сл. 3–4, обр. 1–6	сл. 1–9, обр. 2в, 6б
Веневский	не изучался	не изучался	не изучался

* Сл. 13 (= сл. 11–13, однородных по литологическому составу).

форм, что было указано впервые задолго до выделения серпуховского яруса в качестве самостоятельного стратона (Раузер-Черноусова и др., 1936, с. 162) и подтверждено по результатам изучения разрезов Самарской Луки, южного крыла Подмосковного бассейна, центральной части Русской платформы и Предуралья (Раузер-Черноусова и др., 1940; Раузер-Черноусова, 1948а, б).

На фоне разрезов, расположенных главным образом на востоке Русской платформы (рис. 1) и содержащих разнообразный комплекс фораминифер серпуховского яруса, карьер Заборье выделялся исключительно бедным таксономическим разнообразием. Первоначально были опубликованы только списки фораминифер (Раузер-Черноусова, 1948а). Позднее, (Махлина и др., 1993) были изображены лишь не самые важные 13 форм.

Не только фораминиферы, но и конодонты не повышали низкие корреляционные перспективы разреза Заборье как лектостратотипа серпуховского яруса (Skompski et al. 1995). Брахиоподы, принятые в качестве основной палеонтологической группы при первоначальном расчленении серпуховского яруса на горизонты (Швецов, 1922, 1932), не изучены. Известно только, что: "... брахиоподы немногочисленны и среди них часто встречаются спирифириды и небольшие продуктиды, но гигантские продуктиды единичны" (Осипова и др., 1965, с. 7).

Ситуация осложняется тем, что литология пород и фации серпуховского яруса в разрезе карьера Заборье не были известны в деталях и обсуждались (Осипова и др., 1965) в суммарном сравнительном анализе с результатами исследований М.С. Швецова (1932, 1948) по Подмосковному бассейну и только при характеристике тарусского горизонта. По А.И. Осиповой и Т.Н. Бельской тарусский горизонт в карьере Заборье отличается от других разрезов (колонки, послойное описание отсутствуют, разрезы на карте не названы) преобладанием известняков 1 типа (Швецов и др., 1935) и включает (цитата из текста): "... разнообразные кишечнополостные (хетениды, ветвистые колонии ругоз и одиночные ругозы), множество наутилоидей, немногочисленные брахиоподы. В одном из слоев много пелециподов (ссылка на Астафьеву-Урбайтис), есть гастроподы, крупные членики криноидей, зубы рыб и ходы роющих животных (таонурус и вертикальные цилиндрические). Известняки здесь очень сходны с известняками веневского горизонта и также содержат в нижней части многочисленные водоросли Calcifolium okense..." Последующие исследования фораминифер серпуховского яруса Подмосковья (Фомина, 1969, 1977; Осипова и др., 1975; Махлина, Жулитова, 1984) не включали разрез Заборье.

Полная колонка разреза Заборье с обозначением слоев и типов карбонатных пород (Махлина и др., 1993) была приведена без описания. В тексте разрез назван среди изучавшихся (с. 99, 102) и также только в разделе, который относится к характеристике тарусского горизонта.

Вместе с тем сохранялась надежда на выявление более богатой ассоциации фораминифер в стратотипе серпуховского яруса, при условии более детального изучения.

Поэтому материал для исследования отбирался в два этапа. В августе 1998 г. во время международной экскурсии по стратотипическим разрезам Подмосковья Н.Б. Гибшман были отобраны образцы из слоев 3–6: 15, 16, 18–21, 28, 30, 34, 48 и 49. Просмотр шлифов показал более высокое разнообразие и присутствие зональных форм фораминифер в этом разрезе, пригодных для детального расчленения и межрегиональной корреляции отложений (Gibshman, 1999).

Повторно в июне 2000 г. были отобраны образцы по всему разрезу. При этом в обоих случаях была использована маркировка слоев, сделанная И.С. Барсковым и Н.В. Горевой в 1978 г., использованная для нумерации слоев при изучении конодонтов (Махлина и др., 1993) и повторенная без существенных изменений И.С. Барсковым в 1999 г. Соотношение этой нумерации слоев и слоев предшествующих исследований (Раузер-Черноусова, 1948а; Махлина и др., 1993) показано в табл. 1.

Фактический материал настоящих исследований составили 39 образцов пород, 400 прозрачных шлифов, из них 350 составляют коллекцию

автора настоящей статьи и 50 шлифов были просмотрены по коллекции П.Б. Кабанова. Из слоев от 3 до 28 и 48, 49 от 10 до 33 шлифов на один. Для остальных слоев было просмотрено по 5 шлифов. Образцы из терригенной части разреза (между сл. 28 и 29, 36–42) не отбирались, а в сл. 30, 32, 34, 36 фораминиферы не обнаружены. Основной материал был собран автором, кроме сл. 2, который изучен по сборам и большим шлифам (6) П.Б. Кабанова. Коллекция фораминифер хранится в Палеонтологическом институте РАН.

В тексте все таксоны названы согласно систематике палеозойских фораминифер (Вдовенко и др., 1993; Раузер-Черноусова и др., 1996). Исключение сделано для видов-индексов зон Eostaffella decurta, Eostaffella protvae в разделе "Проблемы...", в связи с обязательностью сохранения первоначального названия зон по Е.А. Рейтлингер (Lipina, Reitlinger, 1970), так как подрод Eostaffellina, Reitlinger, 1963 получил ранг рода позднее (Раузер-Черноусова и др., 1996). При описании микрофаций и реконструкции обстановок осадконакопления использована (частично) методика классификации карбонатных пород по Р. Данхаму (Danham, 1962) с добавлениями Д. Вилсона (Wilson, 1975).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА, СОСТАВ МИКРОФАЦИЙ И КОМПЛЕКСОВ ФОРАМИНИФЕР

Карьер Заборье расположен на южной окраине г. Серпухова (рис. 1) и представляет собой прекрасное обнажение. Разрез слагают известняки, доломиты, мергели и глины. Известняки доминируют в больших по мощности нижней и верхней частях разреза. Другие породы, из числа указанных разностей, приурочены к средней, меньшей по общей мощности части разреза.

За основу расчленения серпуховского яруса на горизонты в стратотипической местности Подмосковья были положены критерии литологического состава пород и изменения брахиопод (Швецов, 1922, 1932; Швецов и др., 1935). Тарусский горизонт (стратотип, д. Бехово, выше г. Серпухова по течению р. Оки, Швецов, 1932) выделялся выше кровли ризоидных известняков веневского горизонта, который отмечал границу визейского и серпуховского ярусов. Преобладание плотных плитчатых разностей известняков составляло отличительную особенность литологического состава пород тарусского горизонта, относительно фациально изменчивых отложений веневского горизонта. Характерный комплекс брахиопод включал многочисленные Striatifera striata Fisch.

Стешевский горизонт (стратотип, Стешевский порог, верхнее течение р. Волги, Хименков, 1934) отличался от тарусского неоднородностью литологического состава. Нижняя часть горизонта характеризовалась преобладанием криноидных известняков и брахиоподовых лобатусовых глин (по виду Eomarginifera lobata Sow.), получила название "горизонт криноидных известняков и лобатусовых глин", верхняя часть отличалась от нижней развитием тонкослоистых глин и была названа "горизонт сланцеватых глин".

Протвинский горизонт характеризовался развитием светлых и плотных известняков, иногда доломитизированных, с пластами и линзами кремня, с прослоями пестрых глин, которые наблюдаются в основании горизонта. Этот горизонт получил название "горизонт сахаровидных известняков или протвинский" по р. Протва, вдоль течения которой наблюдается наиболее широкое развитие отложений.

Наиболее полный разрез протвинского горизонта располагается на р. Луже у с. Кременское, откуда описан голотип Eostaffellina protvae (Rauser). Позднее разрез был изучен А.И. Осиповой и Т.Н. Бельской. По результатам исследования (Осипова и др., 1975, с. 58, 171) представлена колонка и послойное литологическое описание пород. К сожалению, палеонтологическая характеристика этого разреза ограничена общим списком.

В настоящей работе, поскольку объектом исследования являются фораминиферы, породы только названы, а основное внимание уделено характеристике микрофаций. Описание приводится снизу вверх от более древних отложений к более молодым.

Визейский ярус

Верхний подъярус

Веневский горизонт

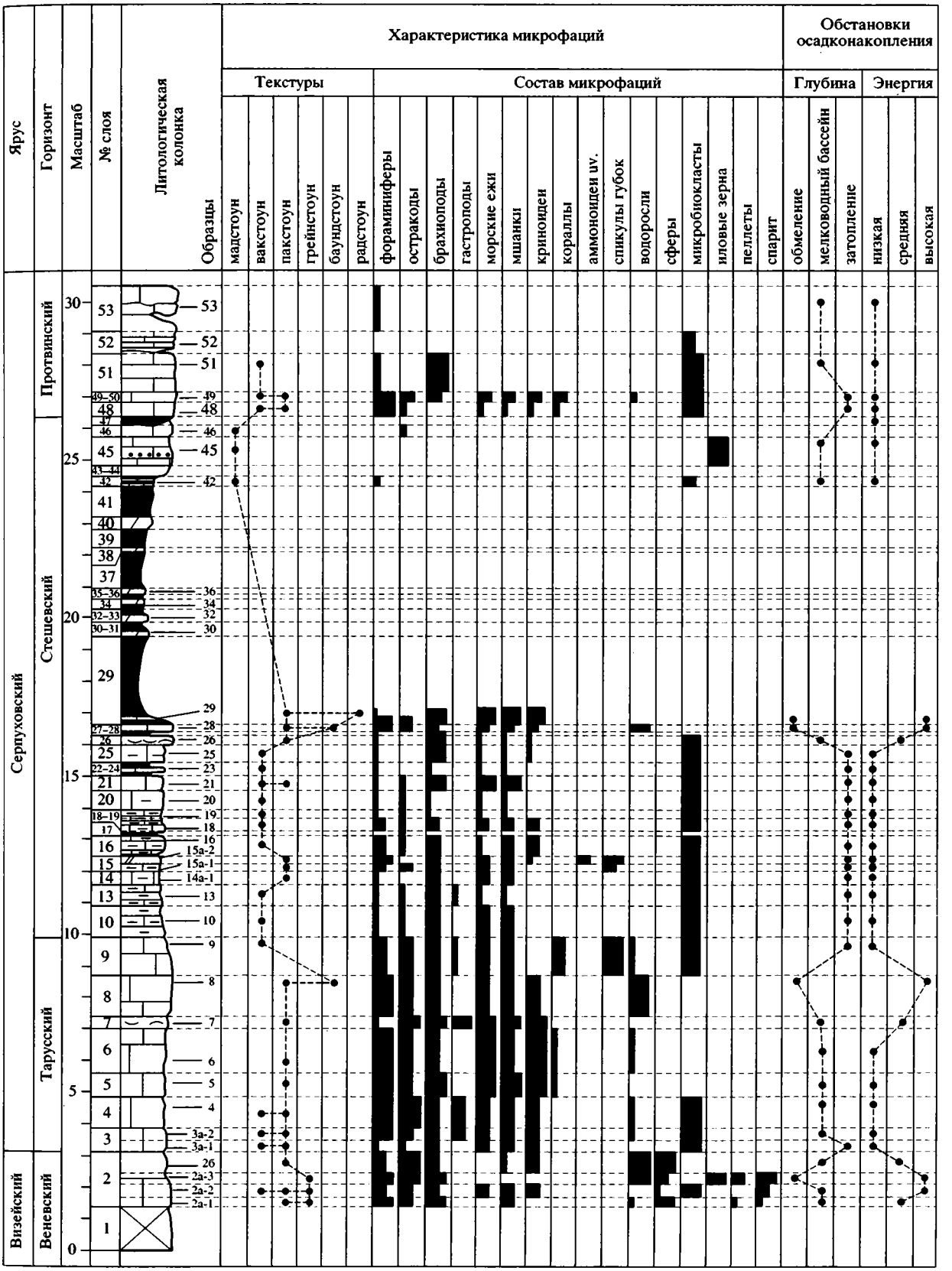
1. Слой в настоящее время скрыт под водой и не изучен.

2. Слой состоит из двух литологических пачек и опробован снизу вверх на четырех уровнях (рис. 2).

Подошва вскрытой части (обр. 2а-1). Известняк почти белый, мелкокавернозный. По шлифам пакстоун биокластовый, брахиоподово-фораминиферовый, плавно переходит в грейнстоун с пеллетами (0.021–0.035 мм). Часты фрагменты скелета и иглы брахиопод, редко встречаются мшанки и крупные остракоды, единично – водоросли Calcifolium okense Schwet. et Bir.,

Рис. 2. Литологическая колонка, характеристика микрофаций и обстановки осадконакопления на границе визе–серпухов и серпуховского века по разрезу карьера Заборье.

1 – известняки, 2–3 – известняки: 2 – глинистые, 3 – брахиоподовые, 4 – окремнелые, 5 – доломиты, 6 – мергели, 7 – недоступны для изучения, 8 – глины и аргиллиты.


Ярус
Горизонт
Масштаб
№ слоя
Литологическая колонка
Образцы
Характеристика микрофаций
Обстановки осадконакопления
Текстуры
Состав микрофаций
Глубина
Энергия
мадстоун
вакстоун
пакстоун
грейнстоун
баундстоун
радстоун
фораминиферы
остракоды
брахиоподы
гастроподы
морские ежи
мшанки
криноидеи
кораллы
аммоноидеи uv.
спикулы губок
водоросли
сферы
микробиокласты
иловые зерна
пеллеты
спарит
обмеление
мелководный бассейн
затопление
низкая
средняя
высокая
Серпуховский
Протвинский
Стешевский
Тарусский
Визейский
Веневский
Плотность зерен 2.5 × 2.5 см
– 1, 2
– 3–5
>5
1
2
3
4
5
6
7
8

часто – сферы. Разнообразие и количество видов фораминифер обычное для этого разреза (20). Комплекс представлен типично верхневизейскими таксонами и содержит виды, характерные для веневского горизонта верхнего визе и зоны Eostaffella tenebrosa–Endothyranopsis sphaerica. Редко встречается Asteroarchaediscus bashkiricus (Krest. et Theod.) и единично Neoarchaediscus ex gr. rugosus (Rauser) – узкая форма (табл. 2). Эндоштафеллы заметно преобладают относительно других форм.

Середина слоя (обр. 2а-2). Вакстоун биокластовый, плавно переходящий в пакстоун микробиокластовый и локально в грейнстоун. В пакстоуне обильны микробиокласты, погруженые в иловую массу, спарит гомогенный, кристаллическая структура не распознается. Встречаются нечастые фрагменты раковин брахиопод. Редко наблюдаются остракоды, двустворки и мшанки, истертые и практически неопределимые фрагменты скелетов криноидей или морских ежей, единичны сферы. Разнообразие фораминифер по сравнению с подошвой слоя снижается (13) , из двух видов-индексов зоны присутствует только Endothothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.) и появляются Bradyina rotula (Eichw.), ? Mikhailovella gracilis (Rauser), Loeblichia paraammonoides Brazhn.

Кровля слоя (обр. 2а-3). Известняк серый, зернистый, по шлифам грейнстоун пелоидно-биокластовый, среднезернистый. Спарит четко кристаллический, наблюдаются нечастые пеллеты (0.021–0.035мм) и зерна рыхлого ила. Биокласты средней размерности, представлены преимущественно фрагментами скелета брахиопод и крупными раковинами остракод, наблюдаются частые водоросли Calcifolium okense Bir. et Schwet. и сферы. Разнообразие фораминифер повышается до 16 видов, сохранность умеренная, многие раковины поломаны.

Комплекс содержит оба вида-индекса, однако раковины Eostaffella tenebrosa ? Viss. поломаны и единичны. При этом ассоциация обогащается многими типичными для веневского горизонта верхнего визе видами Globoendothyra globula (Eichw.), Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.), Omphalotis omphalotis (Rauser et Reitl.), Janischewskina cf. typica Mikh., "Eostaffella" parastruvei Rauser, Parastaffella propinqua Viss., P. spp., cf. Climacammina sp. Многие таксоны встречаются часто, преобладают формы с широким ареалом распространения Janischewskina cf. typica Mikh., Bradyina rotula (Eichw.), Globoendothyra globula, Archaediscus gigas Rauser (табл. 2). Такие эврифациальные и тиховодные формы, как эоштаффеллы, эндоштаффеллы, астероархедискусы и неоархедискусы, отсутствуют.

2б. Пакстоун биокластовый, полиразмерный, несортированный. Порода черная от обилия органического вещества. Остатки фауны представлены частыми крупными раковинами остракод, фрагментами скелета брахиопод, редкими члениками криноидей и скелета мшанок. Много чаще, чем ниже, наблюдаются водоросли Calcifolium okense Bir. et Schwet. и сферы. Таксономическое разнообразие и количество раковин фораминифер снижаются (12 видов). Основу комплекса составляют эндоштафеллы и архедискусы. Тогда как Eostaffella tenebrosa Viss. встречается единично, а Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.) не встречена (табл. 2).

Видимая мощность сл. 2 около 0.6 м (здесь и далее по данным П.Б. Кабанова).

По кровле этого слоя принимается граница визейского и серпуховского ярусов, и он представляет собой ризоидный известняк, залегающий в кровле веневского горизонта (Швецов, 1932).

Серпуховский ярус

Тарусский горизонт

Слой 3 опробован на двух уровнях.

Подошва слоя (обр. 3а-1). Известняк светлый, мягкий, тонкозернистый по шлифам пакстоун-вакстоун, с редкими участками аморфного спарита, микробиокластовый с включениями биокластов крупной размерности, чистых от ила и со следами транспортировки, и среди них редко наблюдаются остатки раковин брахиопод, скелета криноидей и морских ежей и также единично остракоды.

Фораминиферы встречаются единично, определяются с сомнением, их разнообразие низкое (6 форм). Преобладают мелкие неопределимые еоштаффеллы и эндоштаффеллы (10 раковин), встречена одна раковина Endothyranopsis cf. sphaerica (Rauser et Reitl.), "Endostaffella" asymmetrica Ros. (2 раковины), Eostaffella tenebrosa (?) Viss. (1 раковина, скошенное поперечное сечение).

Кровля слоя (обр. 3а-2). Известняк аналогичный предшествующему образцу, по шлифам вакстоун и пакстоун микро-, среднебиокластовый. При высоком содержании микробиокластов наблюдаются редкие остатки скелета морских ежей, брахиопод, гастропод, пелециподов (?), криноидей, мшанок и раковины остракод, а также единичные фрагменты скелетов зеленых водорослей Dasycladaceae. При этом наблюдается равновесие в количественном соотношении массы микробиокластов и фрагментов палеонтологических остатков.

Фораминиферы (табл. 2) встречаются часто, разнообразие средне высокое (18 видов). Преобладают Archaediscus krestovnikovi Rauser, A. nanus Rauser, Asteroarchaediscus bashkiricus (Krest. et Theod.), Neoarchaediscus ex gr. rugosus (Rauser), редко встречаются Endothyranopsis ex gr. crassa (Brady), Janischewskina minuscularia Gan., Tetrataxis sp. (T. aff. lata Bogush et Juferev), Palaeotextularia sp., Eostaffella ovoidea Rauser, известные с верхнего визе, и многие из них перешли сюда из нижнего слоя. Новыми формами, которые появляются с серпуховского яруса и не встречены в нижележащих слоях, являются Neoarchaediscus postrugosus (Reitl.), N. akchimensis (Grozd. et Leb.), "Millerella" tortula Zeller. Последняя встречается единично. Мощность около 0.55 м.

4. Текстура детритового известняка подобна таковой слоя 3, однако микробиокласты доминируют, количество раковин остракод повышается. Разнообразие фораминифер возрастает вдвое (35 видов) преимущественно за счет присутствия видов, известных из верхнего визе, и среди них Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.), Janischewskina minuscularia Gan., Parastaffella supressa Schlyk., Eostaffella tenebrosa Viss., Asteroarchaediscus ovoides (Rauser), а также виды родов Paraarchaediscus, Archaediscus и Endostaffella. Появляются Pseudoendothyra globosa Ros., Janischewskina delicata Mal. (оба вида присутствуют единично), Planoen-

Таблица 2. Состав и распространение фораминифер на границе визе–серпухов и внутри серпуховского яруса в разрезе карьера Заборье

Ярус	Визе				Серпуховский																						
Горизонт	веневский				тарусский								стешевский												протвинский		
Образцы / Таксоны	2а-1	2а-2	2а-3	2б	3а-1	3а-2	4	5	6	7	8	9	10	13	14	15	16	18	19, 20	21	26	28	29	48	49	51	53
Earlandia minor	+	+	+																								
Endothyranopsis sphaerica	+	+	+		+		+	+	+		+											+			+		
Endothyranopsis ex gr. crassa	+		+	+		+	+	+	+		+					x									+		
cf. Omphalotis sp.	+		+																								
Omphalotis exilis	+		+																								
Endostaffella parva	+	+		+		+	+															+					
Endostaffella shamordini	+						+	+			+	+										+					
"Endostaffella" asymmetrica	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+					x	+	+				+					
Endostaffella fucoides	+	+		+																							
Howchinia bradyana	+																								+		
Eostaffella tenebrosa	+	+	+	+	?		+																				
Eostaffella ikensis	+																										
Eostaffella proikensis	+																										
Eostaffella ragushensis	+	+																							+		
Archaediscus krestovnikovi	+	+	+	?	?	+	+	+	+		+		+		+	+	+		+	+	+	+	+				
Archaediscus moelleri	+		+	+			+	+	+	+												+		+	+		
Archaediscus gigas	+																							+	+		
Paraarchaediscus embolicus	+																										
Asteroarchaediscus bashkiricus	+	+		+		+	+	+				+															
Palaeotextularia sp.	+		+			+		+	+													+			+		
*Neoarchaediscus ex gr. rugosus	+	+		+		+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+			+		
Neoarchaediscus akchimensis	+			+		+	+		+		+					+						+					
Loeblichia paraammonoides		+												+		x											
Mikhailovella gracilis		+																									
Bradyina rotula		+	+																								
Globoendothyra globula			+	+																							
Omphalotis omphalotis			+																								
Janischewskina cf. typica			+	?																							
"Eostaffella" parastruvei			+				+			+	+											+		+			
Parastaffella propinqua			+																								
cf. Climacammina sp.			+	+																				+	?		
Janischewskina minuscularia				+		+	+									x											
Archaediscus nanus				+	+	+	+	+	+	+						x	+	+	+			+					
Eostaffellidae indet.					+																						
Earlandia vulgaris						+	+				+					x			+			+					
Pseudoammodiscus priscus						+	+	+			+	+	+			x				+							
Pseudoammodiscus volgensis						+	+				+					x								+			
Endothyra sp.						+	+	+	+	+	+					x	+	+					+	+	+		
"Millerella" tortula						+	+	+	+	+	+	+	+			x	+	+		+	?	+					
Neoarchaediscus postrugosus						+	+	+				+				x	+					+					
Eostaffella ovoidea						+					+	+										+					
Tetrataxis sp. (T. aff. lata)						+	+	+	+		+					x			+			+					
Archaediscus ex gr. moelleri						+	+	+	+		+		+			+		+				+		+	+		+
Earlandia elegans							+	+			+	+				x								+			
Pseudoendothyra globosa							+	+	+	+						+	?										
Planoendothyra aff. minima							+	+	+		+	+				x		+							+		

Таблица 2. Окончание

Ярус	Визе				Серпуховский																						
Горизонт	веневский				тарусский								стешевский													протвинский	
Таксоны \ Образцы	2а-1	2а-2	2а-3	2б	3а-1	3а-2	4	5	6	7	8	9	10	13	14	15	16	18	19, 20	21	26	28	29	48	49	51	53
Parastaffella aff. supressa							+			+	+																
Janischewskina delicata							+				+														+		
Endothyranopsis intermedius							+	+	+													+			+		
Endothyra phrissa							+	+			+																
Asteroarchaediscus ovoides							+		+		+	+															
Paraarchaediscus stilus							+	+				+						+									
Paraarchaediscus koktjubensis							+	+																			
Endotaxis brazhnikovae							+	+	+		+	+				+		+				+		+			
Consobrinella consobrina							+	+	+		+					+		+				+					
Eostaffella spp.								+	+	+	+	+				x						+	+	+	+		+
"Eostaffella" mirifica								+	+		+					x	+	+						+	+		
Planoendothyra aljutovica									+		+					x						?			?		
Parastaffella sp. (sp. nov.)									+													+					
Pseudoendothyra sp. 1									+																		
Eogloboendothyra parva									+																		
Eostaffella ovesa											+	+				x											
Rectocornuspira sp.														+	+	x	?										
Betpakodiscus spp.														+	+	+	+	+	+		?	+			+		
Eostaffellina decurta																+	+	+				+		+	+		
Čepekia čepeki																x	?										
Loeblichia minima																+											
Loeblichia ukrainica																x											
Rectoendothyra latiformis																x	+					+					
Eostaffellina sp.																						+		+	+	+	?
Eostaffellina paraprotvae																						+		+	+	+	
Millerella pressa																						+					
Eostaffellina "protvae"																								+	+		
Eostaffellina subshpaerica																								+	+		
Eostaffellina shartimiensis																								+	+		
Eostaffella umbilicata																								+			
Deckerella sp.																								+			
Janischewskina adtarusia sp. nov.																									+		
Brenckleina rugosa																									+		
Planospirodiscus taimyricus																									+		
Pseudoendothyra parasphaerica																									?		

Усл. обозначения: ? – виды, определенные с сомнением по скошенным или неполным сечениям раковин; x – образец из сл. 15, отобранный дополнительно в 20 м от точки его маркировки (объяснение в тексте).

Примечания к таксономическому составу: * Neoarchaediscus ex gr. rugosus (Rauser) принимается в объеме видов N. rugosus (Rauser) и N. parvus (Rauser), так как эти таксоны встречаются одновременно и их раздельная диагностика возможна только по четко ориентированным осевым сечениям, когда ясно соотношение ширины (L) и диаметра (D) раковины (N. parvus, L/D = 0.3–0.4; N. rugosus, 0.3–0.5 – по Раузер-Черноусовой, 1948г, д). Такие формы наблюдаются единично.

Ковычки " " – таксоны "Endostaffella" asymmetrica Rosovskaja, 1963; "Eostaffella" mirifica Brazhn., 1948; "Eostaffella" parastruvei (Rauser, 1948д) и "Millerella" tortula Zeller, 1953 (non Zellerina Mamet, 1970 in: Mamet et Skip, 1970. P. 336; non Zellerinella Mamet, 1981) не отвечают родовому диагнозу и нуждаются в переименовании.

dothyra sp. (P. aff. minima Reitl.), Endothyra phrissa (Zeller), неизвестные в нижних слоях и ранее серпуховского яруса. Мощность 0.8 м.

5. Известняк серый крепкий, по шлифам пакстоун биокластовый, полиразмерный микро- и среднекрупнозернистый, несортированный. Остатки брахиопод и морских ежей преобладают, причем присутствуют как фрагменты раковин и панцирей, так и иглы. Остатки криноидей часто истерты и оборваны (признак аллохтонного захоронения).

Разнообразие фораминифер несколько снижается (27 видов) и наблюдается количественное преобладание Pseudoendothyra globosa Ros., "Millerella" tortula Zeller, Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.), Archaediscus krestovnikovi Rauser относительно других таксонов, которые единичны. Особенно заметно сокращение количества раковин неоархедискусов и заметное преобладание архедискусов. Мощность 0.6 м.

6. Текстура органогенно-детритового известняка и состав микрофаций не изменяются, но относительно сл. 5 возрастает количество зерен мшанок, а морских ежей сокращается.

Разнообразие (26 видов) и количественное соотношение таксонов фораминифер меняется незначительно за счет отсутствия эрляндий, псевдоаммодискусов и параархедискусов. В то же время появляются две новые формы: "Eostaffella" mirifica Brazhn., Planoendothyra aljutovica (Reitl.) При этом комплекс отличается явным преобладанием штаффеллид с четкой трехслойной стенкой раковины. Среди фораминифер, переходящих из визейского яруса, появляются единичные раковины Eogloboendothyra parva (Tchern.). Мощность 1.3 м.

7. Известняк органогенный с многочисленными некрупными брахиоподами. По шлифам (детритовый известняк) пакстоун брахиоподовый с частыми зернами крупной размерности морских ежей и криноидей, нередки остракоды и гастроподы. Разнообразие фораминифер (8 видов) заметно снижается (табл. 2), их раковины встречаются единично. Мощность 0.2 м.

8. Известняк органогенный, водорослевый (многочисленные микроскопические темные очень твердые включения изометрической формы). По шлифам пакстоун водорослево-биокластовый, изредка переходящий в вакстоун микробиокластовый. В пакстоунах присутствуют остатки мшанок, морских ежей, брахиопод и криноидей, а также редкие раковины остракод. Скелеты зеленых водорослей Dasycladaceae на участках их доминирования формируют баундстоун с прижизненным захоронением водорослей. Появляются как крупные округлые зерна органического вещества, так и обильные микроскопические частицы последнего.

Фораминиферы разнообразны (26 видов) и набор видов частично наследует состав комплекса, встреченного в сл. 4–6, но Pseudoendothyra globosa Ros. уже не встречается (табл. 2). Из типично серпуховских видов продолжают развитие Planoendothyra alyutovica (Reitl.), "Millerella" tortula Zeller (все – единично). Появляются Eostaffella ovesa Gan., "Eostaffella" parastruvei Rauser, а также Pseudoendothyra sp. 1 и Parastaffella sp. 1 (оба редко). Мощность 1.2 м.

9. Известняк микрозернистый, афанитовый, по шлифам вакстоун микробиокластовый с включением зерен крупной размерности (2–1.5 мм), чистых от ила (хорошо промытых), отражающих аллохтонное захоронение и поступление из зон высокой энергии. Нечасто встречаются (< 3 зерен на 1шл.) остатки морских ежей, брахиопод, мшанок, кораллов, раковины тонкостенных гастропод и остракод, спикулы губок, а также скелеты водорослей (единично).

Разнообразие фораминифер (табл. 2) заметно снижается (14 видов), и виды встречаются единично, их раковины очень маленькие (0.14–0.20 мм). Чаще других (2–3 экз. на шлиф) присутствуют псевдоаммодискусы и Neoarchaediscus ex gr. rugosus (Rauser). Мощность 1.1 м.

Стешевский горизонт

10. Известняк светло-серый, однородный, глинистый, афонитовый. По шлифам текстура близка к таковой сл. 9. При этом наблюдаются отличия, связанные с повышенным содержанием тонкого терригенного материала в виде микроскопических прослоев. Разнообразие фораминифер сокращается вдвое (6 видов), Pseudoendothyra globosa Ros. подобно сл. 8, 9 продолжает отсутствовать. Мощность 1.0 м.

13. Известняк пилитоморфный, глинистый, по шлифам вакстоун микробиокластовый. Редко наблюдаются крупные фрагменты раковин брахиопод. Разнообразие фораминифер снижается до 4 видов, их состав изменяется. Появляются две новые формы – Rectocornuspira sp. и Betpakodiscus sp., возвращается Loeblichia paraammonoides Brazhn. Мощность 0.8 м.

14. Известняк глинистый / мергель известняковый компактный, по шлифам пакстоун микробиокластовый, с включением зерен крупной размерности (2–1, 5 мм), чистых от ила (хорошо промытых, со следами истирания), отражающих аллохтонное захоронение и поступление из зон высокой энергии. Нечасто наблюдаются остатки морских ежей, брахиопод, мшанок, раковины остракод, а также единичные водоросли. Фораминиферы (4 формы) единичны (табл. 2). Слой опробован на двух уровнях: в подошве и кровле. Результаты изучения идентичны. Мощность 0.4 м.

15. Переслаивание известняка глинистого и мергеля известнякового. Слой опробован на двух уровнях. В подошве (обр. 15а-1) по шлифам различается пакстоун микробиокластовый, плавно переходящий в пакстоун микробиокластовый с частыми включениями средних и крупных (2–3.5 мм) биокластов, чистых от ила, хорошо промытых и частично истертых, ориентированных по длинной оси. Часто встречаются остатки скелета морских ежей и брахиопод. Единично наблюдаются остатки мшанок, членики криноидей и спикулы губок. Фораминиферы встречаются редко. При этом появляются первые раковины (3 экз.) Eostaffellina decurta (Rauser), и одна из них с четкими морфологическими признаками.

В кровле (обр.15а-2) пакстоун микробиокластовый, с частыми крупными фрагментами частей скелета морских ежей, брахиопод и мшанок, спикулами губок, редкими остатками скелета зеленых водорослей. В кровле сл. 15 породы на фораминиферы были отобраны в двух точках, при этом оказалось, что разнообразие видов и обилие раковин фораминифер при постоянном присутствии Eostaffellina decurta (Rauser) в образцах неодинаковы.

В месте, где на пласт была нанесена маркировка, разнообразие фораминифер оказалось невысоким (12 видов). Однако комплекс богаче относительно нижней

части слоя и характеризуется совместным нахождением (в каждом из 5 шлифов) Pseudoendothyra globosa Ros., Eostaffellina decurta (Rauser), "Millerella" tortula Zeller, Betpakodiscus sp., последняя форма встречается очень часто. Появляются две новые формы – Loeblichia minima Brazhn. и Čepekia čepeki Vasicek et Ruzicka., неизвестные в более нижних слоях.

В 20 м от места маркировки разнообразие фораминифер высокое (33 вида), их раковины встречаются часто. Комплекс включает все формы обр. 15а-2, кроме Pseudoendothyra globosa Ros., но к ним добавляется еще 21 вид (табл. 2, знак – x). Количественно преобладают и многочисленны Loeblichia paraammonoides Brazhn., L. ukrainica Brazhn., L. minima Brazhn., Rectocornuspira sp., Eostaffellina decurta (Rauser), часты Endotaxis brazhnikovae (Bogush et Uferev), "Millerella" tortula Zeller, Pseudoammodiscus priscus (Rauser). Общий состав комплекса обновляется, а разнообразие и количество форм, переходящие из верхнего визе, резко сокращается. Мощность 0.55 м.

16. Известняки глинистые, в подошве прослои листоватой известковистой глины. По шлифам вакстоун микробиокластовый с включениями остатков брахиопод, криноидей и мшанок крупной размерности. Встречаются раковины остракод. Разнообразие фораминифер снижается (15 видов), по количеству раковин преобладает Archaediscus krestovnikovi Rauser. Многие формы, отмеченные в обр. 15а-2, здесь не встречены (табл. 2). Единичны Eostaffellina decurta (Rauser), "Millerella" tortula Zeller и Rectoendothyra latiformis Brazhn. Мощность 0.75 м.

18. В подошве прослой микрослоистой глины (сл. 17), выше известняк аналогичный таковому слоя 16, по шлифам вакстоун микробиокластовый с включениями биокластов крупной размерности, истертых и поломанных. Разнообразие фораминифер (13 видов) и количество их раковин снижаются. Мощность 0.25 м.

19 и 20. Текстуры и состав микрофаций относительно сл. 18 не изменяются. Наблюдаются редкие мшанки. Плотность раковин фораминифер в редких шлифах высокая, но этот параметр нестабилен, при этом часть шлифов не содержит фораминифер. Разнообразие низкое, всего встречено 5 форм, раковины Betpakodiscus sp. преобладают и плотность в некоторых шлифах (сл. 19, шл. № 4, 9, 10; сл. 20, шл. № 5, 7) достигает 10 экземпляров на шлиф. Мощность 0.55 и 0.75 м.

21. Известняк глинистый с многочисленными очень мелкими и тонкостенными брахиоподами, по шлифам вакстоун и пакстоун микро-крупнобиокластовый с доминированием крупных и разнообразных фрагментов скелетов морских ежей и брахиопод. Фораминиферы по-прежнему единичны (5 видов) и встречены в шлифах № 3, 7, 11 из 26 просмотренных. Мощность 0.55 м.

22. Глина темно-серая, микрослоистая. Не изучался. Мощность 0.15–0.20 м.

23. Вакстоун микробиокластовый. Фораминиферы единичны, из них неопределимые архедисциды доминируют. Мощность 0.15–0.20 м.

24. Глина темно-серая до черной. Не изучался. Мощность 0.1 м.

25. Известняк глинистый с частыми вертикальными полыми трубками, по шлифам вакстоун микробиокластовый с включением крупных зерен биокластов (0.4–0.5 мм). Фораминиферы представлены редкими Archaediscaceae с тонкой гиалиновой стенкой раковины. Мощность 0.7 м.

26. Известняк органогенный, брахиоподовый, глинистый. Вероятно, аналог "горизонта лобатусовых глин" (Швецов, 1932). По шлифам из детритовых разностей наблюдается пакстоун микробиокластовый. Ассоциация фораминифер (5 форм) аналогична таковым предшествующего слоя. Мощность 0.35 м.

Породы слоев 19–26 отражают обстановки осадконакопления, резко неблагоприятные для обитания фораминифер (рис. 2).

28. Баундстоун водорослевый, с участками прижизненного захоронения скелетов Dasycladaceae, переходящий в пакстоун биокластово-водорослевый. Наблюдается возврат микрофаций, аналогичных или близких к таковым сл. 8. Фораминиферы обильны и разнообразны в водорослево-биокластовом пакстоуне и более редки в водорослевом баундстоуне. Наблюдаются почти все формы (29 форм), присутствующие в более низких слоях. В этом слое в четырех шлифах (№ 3, 4, 9, 10), из 28 просмотренных, появляются первые Eostaffellina paraprotvae (Rauser) и Millerella pressa Thompson совместно с возвращением, после перерыва, частых Eostaffellina decurta (Rauser). Обращает на себя внимание плохая сохранность раковин фораминифер, обилие поломанных и деформированных раковин, что является следствием высокой энергии среды осадконакопления вблизи водорослевых отмелей. Мощность 0.20 м.

29. Глина черная, микрослоистая с тонкими прослоями глинистого/мергелистого известняка. В базальной части слоя наблюдается тонкий прослой известняка глинистого с многочисленными мелкими и тонкостенными брахиоподами –"горизонт лобатусовых глин" (Швецов, 1932). По шлифам пакстоун или радстоун криноидно-брахиоподовый. Зерна крупной размерности, включающие остатки криноидей, брахиопод и морских ежей, опираются друг на друга. Текстура породы резко отличается от таковой подстилающих слоев. Фораминиферы немногочисленны и однообразны. Доминируют единичные Archaediscaceae и среди них определимые Archaediscus krestovnikovi Rauser, Endothyra sp., а также Eostaffella sp. Мощность 2.1 м.

Верхняя часть стешевского горизонта (сл. 30–47) сложена толщей уплотненных глин с невыдержанными прослоями доломитов. Последние не содержат остатков фораминифер. Мощность 8 м.

Протвинский горизонт

48. Известняк светло-серый, компактный, по шлифам пакстоун и вакстоун микробиокластовый с частыми или редкими биокластами крупной размерности, хорошо промытыми и чистыми от ила. Среди них определимы фрагменты скелета кораллов, криноидей, мшанок, морских ежей, брахиопод и раковины остракод.

Фораминиферы в сл. 48 насчитывают 20 видов. Комплекс существенно обновляется. Появляются 7 новых форм: Eostaffellina protvae (Rauser), E. subshpaerica (Gan.), Eostaffella umbilicata Kir., Deckerella sp., Climacammina sp., Archaediscus gigas Rauser. Известные из нижележащих слоев стешевского горизонта Eostaffellina decurta (Rauser) и E. paraprotvae (Rauser) встречаются часто, тогда как многие виды, появляющиеся в верх-

нем визе, отсутствуют. Уменьшается разнообразие неоархедискусов, и они встречаются единично, а указанный ранее Archaediscus gigas Rauser встречается часто. В количественном отношении типично верхнесерпуховские формы преобладают, при этом в микробиокластовом вакстоуне доминируют еоштаффеллины. Мощность 0.15–0.20 м.

49. Известняк светло-серый, плотный, в шлифах – вакстоун микробиокластовый и пакстоун биокластовый с зернами крупной размерности. Фораминиферы встречаются часто, их разнообразие повышается до 26 видов. Возвращаются и часто встречаются такие верхневизейские виды, как Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.), E. intermedia (Rauser), единично наблюдается Howchinia bradyana (Howchin). Появляется и встречается часто Janischewskina adtarusia sp. nov. (msc.) с очень тонкой стенкой раковины (0.014 мм). Появляются два вида: Brenckleina rugosa (Brazhn.) и Pseudoendothyra parasphaerica Reitl., не известные ранее верхнесерпуховского подъяруса. Мощность 0.15 м.

51. Вакстоун микробиокластовый с иглами и фрагментами раковин брахиопод. Фораминиферы единичны. Из них определены Eostaffellina (?) sp. Мощность 1.2 м.

52. Глина желтая, пластичная, сильно ожелезненная, местами белая, встречается белая известковая мука. Мощность 0.3 м.

53. Известняк толстоплитчатый, текстура неясна, наблюдаются пелоиды и биокласты неопределимой принадлежности. Фораминиферы наблюдаются редко и представлены трудноопределимыми раковинами Archaediscus ex gr. moelleri Rauser, Paraarchaediscus sp., Eostaffella sp., Eostaffellina (?) sp. Мощность 0.3–0.4 м.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Наиболее полные данные о фациях и палеогеографии серпуховского времени Подмосковного бассейна с анализом эволюции взглядов и подробными ссылками на литературные источники, а также на использованные методики при изучении каменного материала рассмотрены в публикациях А.И. Осиповой и Т.Н. Бельской (1965, 1967, 1970, 1975), оглашались этими авторами в докладах на семинарах по результатам глубокого бурения на Русской платформе (Осипова и др., 1970, с. 107) и по замечаниям авторов (Осипова и др., 1967, с. 119) использованы в Атласе литолого-палеогеографических карт СССР.

Эти детальные исследования, основанные на "послойном изучении шлифов" (Осипова и др., 1965, с. 6), представляя большой научный вклад в реконструкцию палеогеографии серпуховского века Подмосковья, к великому огорчению, опубликованные в обобщенном виде, не могут быть использованы при прямой корреляции с разрезом Заборье. Эта проблема по аналогичной причине не решается и по данным последующих исследований фаций серпуховского века для территории Московской синеклизы (Фомина, 1969; Махлина и др., 1984, 1993). При этом при визуальном изучении пород горизонты и их границы хорошо узнаются в разрезе Заборье и действительно наблюдается очень близкое и почти полное соответствие литологической характеристики горизонтов и положения их границ внутри серпуховского яруса и на границе с визейским ярусом в разрезе карьера Заборье. Поэтому, как дополнение к этим данным, рассмотрим разрешающие возможности предпринятого микрофациального анализа при реконструкции обстановок осадконакопления карбонатной последовательности пород карьера Заборье.

При определении взаимоотношения между компонентами, составляющими микрофации (рис. 2), с учетом плотности зерен на стандартный размер шлифа (2.5 × 2.5 см), возникали трудности, связанные с тем, что среди зарубежной литературы по исследованию микрофаций и реконструкции на этой основе обстановок осадконакопления в качестве отправной модели использованы современные субтропические бассейны Флориды, юрские и триасовые бассейны Альп и Среднего Востока, бассейны турне–визе Динанта Бельгии и Англии, для которых характерна высокая степень биологической продуктивности в процессе осадконакопления (Ginsburg, 1953, 1956 и др.; Wilson, 1975; Flugel, 1982; Обстановки..., 1990 и др.) В то время как эпиконтинентальные бассейны позднего палеозоя в качестве примера широко не обсуждаются.

Поэтому, соблюдая осторожность, при обозначении обстановок осадконакопления названы три категории: 1) мелководный бассейн (постоянное присутствие фораминифер и остатков скелета морского бентоса и водорослей), 2) затопление (яркое доминирование микробиокластов в составе илового компонента, появление остатков относительно глубоководной фауны: спикулы губок, ювенильные формы аммоноидей, остатки бентоса в аллохтонном захоронении) и 3) обмеление (яркое доминирование остатков скелета водорослей и среди них в прижизненном захоронении, отсутствие микробиокластов в составе илового компонента, текстура грейнстоун, радстоун). При интерпретации энергии осадконакопления принималось во внимание: плотность микробиокластов в иловом компоненте, характер сохранности фоссилий и каркас образующих форм, способных противостоять высоким энергиям осадконакопления, в том числе.

Состав и эволюция микрофаций во времени показаны выше в разделе: "Строение разреза...", поэтому в настоящем изложении приводятся суммированные данные (рис. 2). Прослеживание эволюции обстановок осадконакопления дается начиная от конца визейского века до протвинского времени включительно.

На границе визейского и серпуховского ярусов произошли значительные изменения состава ми-

крофаций и обстановки осадконакопления. Оно отмечено резким обмелением в конце визейского на затопление в начале серпуховского веков. Конец визейского времени характеризовался высокой и средней энергией среды обитания, при этом основными компонентами осадка являлись биокласты в сочетании с чистым илом и спаритом морского происхождения.

Начало серпуховского века отличается от визейского низкой энергией среды осадконакопления и преобладанием микробиокластов среди компонентов, составляющих осадок. При этом суммарный таксономический состав фаунистических остатков и водорослей визейского и серпуховского ярусов не претерпел существенных изменений и характеризовался преобладанием раковинной и панцирной фауны, и среди них явным преобладанием брахиопод и морских ежей. Каркасные формы и среди них криноидеи и мшанки имеют подчиненное значение. Кораллы и спикулы губок не встречаются и появляются только в середине серпуховского века. Водоросли Calcifolium okense Shwetz. et Bir. сменились на Dasycladaceae.

В серпуховском веке в эволюции обстановок осадконакопления мелководного эпиконтинентального морского бассейна (Alekseev et al., 1996) обособились два последовательных эпизода обмеления. Первое наблюдается примерно на рубеже последней трети тарусского времени, второе соотносится примерно с серединой стешевского времени. При этом морское осадконакопление не прерывалось.

Три интервала затопления соотносятся последовательно: с первой половиной тарусского времени, с концом тарусского и первой половиной стешевского времени и началом протвинского времени. В интервале между тарусско-стешевским затоплением и стешевским обмелением обособился интервал наибольшей нестабильности обстановки осадконакопления и энергии среды обитания в карбонатной последовательности пород карьера Заборье.

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Фораминиферами охарактеризована большая часть разреза Заборье. Они отсутствуют только в верхней части стешевского горизонта. Непредставительные комплексы в основном типичны для нижней и верхней трети части стешевского горизонта (сл. 13, 14, 19–26, 29).

Колебание численности фораминифер и таксономического разнообразия их комплексов отражают определенное влияние к изменению микрофаций, обстановок осадконакопления и энергии среды обитания. Наиболее разнообразные комплексы приурочены к среднезернистому биокластовому вакстоуну и пакстоуну мелководной затишной обстановки (сл. 3–6, 48, 49), а также к грейнстоуну среднезернистому и пакстоуну водорослево-биокластовому (сл. 2а, 8 и 28) мелководной зоны со средней и высокой энергией среды.

Обеднение комплекса наблюдается в водорослевом баундстоуне (сл. 8, 28), а также в периоды резкой смены и нестабильности среды обитания (сл. 2б, 3а, 19–27), и возрастании привноса терригенного материала (сл. 10–14, 19–27).

Повышенное разнообразие серпуховских космополитных форм в сочетании с многочисленными спикулами губок и раковинами ювенильных аммоноидей в сл. 15 отражает момент максимального углубления и расширения связи с открытым морским бассейном (рис. 2).

Независимо от изменения микрофаций наблюдается четыре уровня наиболее значительного изменения таксономического состава комплексов фораминифер, которые позволяют выделять пять подразделений по фораминиферам: зона Eostaffella tenebrosa, слои с Neoarchaediscus postrugosus и три последовательные зоны: Pseudoendothyra globosa, Eostaffellina decurta и Eostaffellina "protvae" (рис. 3).

Зона Eostaffella tenebrosa

Нижняя граница не прослеживается. Комплекс фораминифер зоны Eostaffella tenebrosa содержит виды Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.), Janischewskina typica Mikh., Bradyina rotula (Eichw.), Howchinia bradyana (Howchin), Loeblichia paraammonoides Brazhn., Eostaffella tenebrosa Viss., Neoarchaediscus ex gr. rugosus (Rauser), Asteroarchaediscus bashkiricus (Krest. et Theod.), Climacammina sp. повсеместно типичные для верхней части верхнего визе и веневского горизонта Подмосковья.

Зона отвечает верхней части веневского горизонта.

Слои с Neoarchaediscus postrugosus

Нижняя граница принимается по резкому снижению разнообразия фораминифер, типичных для верхнего визе. Комплекс фораминифер составляют Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.), "Endostaffella" asymmetrica Ros., Archaediscus krestovnikovi Rauser, A. nanus Rauser, Eostaffella tenebrosa (?) Viss., переходящие из веневского горизонта, и три вновь появившиеся вида: Neoarchaediscus postrugosus (Reitl.), N. akchimensis (Grozd. et Leb.), "Millerella" tortula Zeller, частые в тарусском горизонте данного разреза.

Эти слои выделены в основании тарусского горизонта (только сл. 3). Они отражают постепенный характер смены комплексов фораминифер при переходе от веневского к тарусскому горизонту и, следовательно, от визейского к серпуховскому ярусу. Вместе с тем нельзя исключить, что

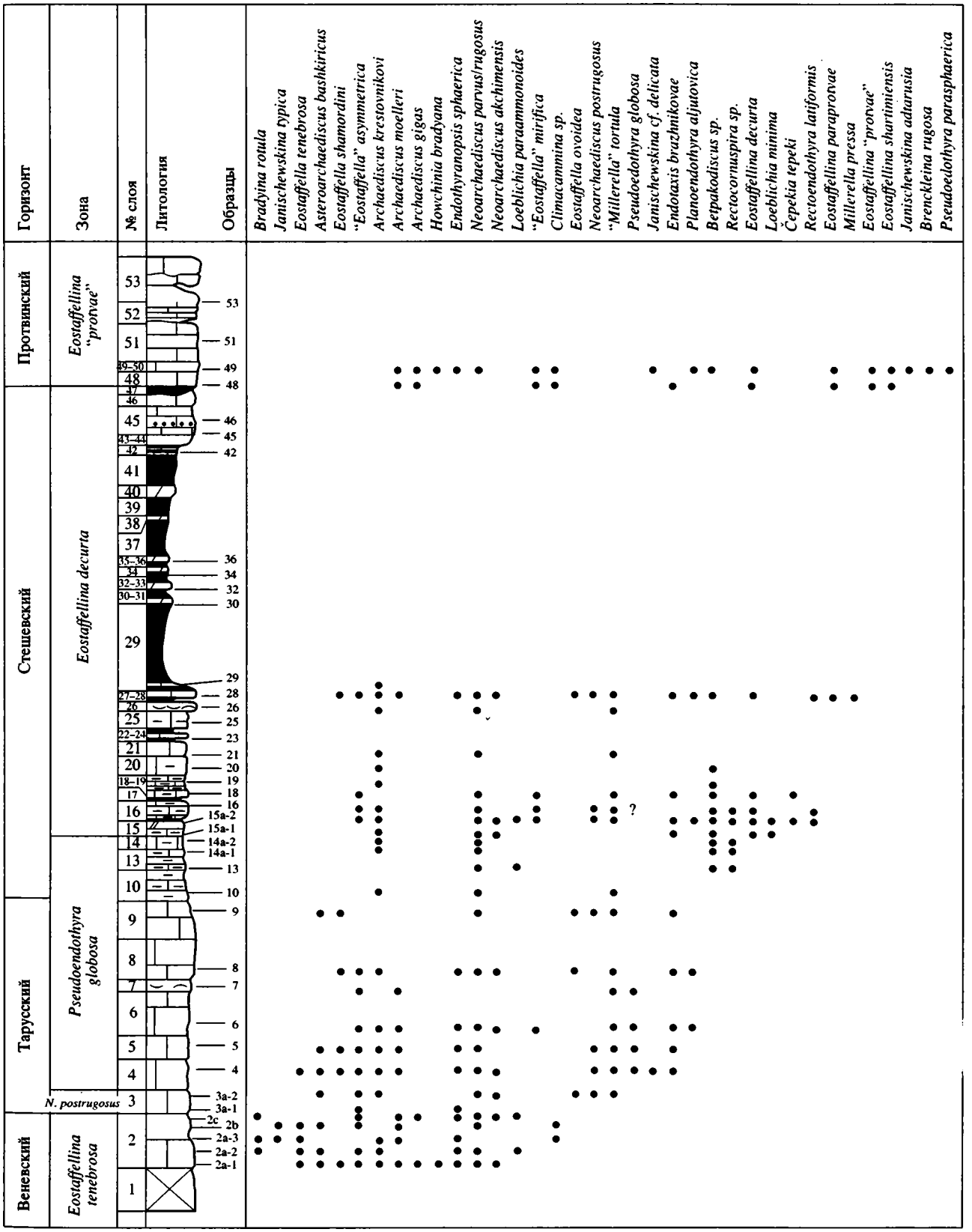


Рис. 3. Изменение состава фораминифер на границе визе–серпухов и распространение характерных видов, как основа расчленения серпуховского яруса на зоны по фораминиферам в разрезе карьера Заборье.
Усл. обозначения см. на рис. 2.

Pseudoendothyra globosa Ros., появляющаяся только в сл. 4, может встретиться в сл. 3.

Зона Pseudoendothyra globosa

Нижняя граница зоны принята по появлению Pseudoendothyra globosa Ros., в сл. 4, а верхняя совпадает с первым появлением Eostaffellina decurta (Rauser) в сл. 15.

Комплекс фораминифер зоны Pseudoendothyra globosa характеризуется присутствием трех форм, которые появились с основания серпуховского яруса в слоях с N. postrugosus и появлением новых форм. Кроме вида индекса это Planoendothyra sp. (P. aff. minima), Janischewskina cf. delicata Mal., Endothyra phrissa (Zeller), Endotaxis brazhnikovae (Bogush et Juferev), а чуть выше к ним добавляются "Eostaffella" mirifica Brazhn., Planoendothyra aljutovica (Reitl.), и вблизи границы со следующей зоной появляется Betpakodiscus sp. Таким образом, последовательно происходит возрастание разнообразия.

Одновременно с появлением новых серпуховских видов продолжают встречаться типичные верхневизейские формы, известные в нижних слоях, и из них наиболее часто Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.), "Endostaffella" asymmetrica Ros., Archaediscus ex gr. moelleri Rauser, A. krestovnikovi Rauser, A. nanus Rauser, Neoarchaediscus ex gr. rugosus (Rauser).

Высокое разнообразие комплекса, с перерывом в сл. 7, наблюдается до сл. 8. Однако в этом слое не встречен вид-индекс. Выше наблюдается заметное снижение разнообразия вплоть до 4 видов (табл. 2, рис. 3). Это отражает реакцию фораминифер на смену обстановок осадконакопления (рис. 2).

Зона отвечает почти всему тарусскому горизонту (кроме сл. 3) и нижней части стешевского горизонта (сл. 4–14) . Таким образом, обе границы зоны не совпадают с принятыми границами горизонтов.

Зона Eostaffellina decurta

Нижняя граница определяется по появлению вида-индекса зоны. Первая раковина Eostaffellina decurta (Rauser) обнаружена в подошве сл. 15 (обр. 15а-1).

Характерный комплекс этой зоны содержит многие формы из ассоциации предшествующей зоны (табл. 2, рис. 3), и помимо вида-индекса появляются Rectoendothyra latiformis Brazhn., Loeblichia minima Brazhn. Čepekia čepeki Vasicek et Ruzicka. Наиболее высокое таксономическое разнообразие характерно для основания зоны. В средней части зоны наблюдается последовательное уменьшение числа таксонов и резкое обеднение. В верхней половине зоны отмечена новая вспышка разнообразия (сл. 28). На этом уровне отмечено первое появление Eostaffellina paraprotvae (Rauser) и Millerella pressa Thompson наряду с возвращением как многих характерных и типичных видов серпуховского яруса, так и типичных таксонов верхнего визе – Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.), Endothyranopsis crassa (Brady) и многих архедисцид.

Отличительные особенности комплекса определяются нестабильной обстановкой осадконакопления и постоянной сменой среды обитания. Вид-индекс зоны после перерыва в сл. 19–26, 29–46 продолжает существование и переходит в следующую зону. Зона отвечает большей части стешевского горизонта (сл. 15–47) по принятой в данной работе разбивке. Положение ее верхней границы определено недостаточно надежно из-за отсутствия или бедности фораминифер в сл. 30–47 верхней части стешевского горизонта.

Зона Eostaffellina "protvae"

Нижняя граница зоны принимается по первому появлению вида-индекса Eostaffellina "protvae" (Rauser) в сл. 48. Нельзя исключить того, что на самом деле этот вид появляется ранее, но отсутствует в данном разрезе из-за неблагоприятных фаций.

Комплекс зоны демонстрирует высокое таксономическое разнообразие, значительное обновление и появление новых форм. Вместе с видом-индексом встречаются 7 новых таксонов. Типично верхнесерпуховские Eostaffellina shartimiensis (Mal.), E. subshpaerica (Gan.), Brenckleina rugosa (Brazhn.), Deckerella sp., Pseudoendothyra parasphaerica Reitl., Eostaffella umbilicata Kir. и новый вид Janischewskina adtarusia Gibshman (msc.), а также Eostaffellina paraprotvae (Rauser), появившийся ранее в сл. 28. Продолжает редко встречаться Eostaffellina decurta (Rauser).

Вновь появляются формы типичные для верхнего визе: Endothyranopsis ex gr. crassa (Brady), E. sphaerica (Rauser et Reitl.), E. intermedia (Rauser), Howchinia bradyana (Howchin), "Eostaffella" parastruvei Rauser. Обильно представлен род Eostaffella (E. ovoidea Rauser). Среди архедисцид преобладает группа Archaediscus moelleri Rauser., также наблюдается Climacammina sp. В то же время отсутствует "Millerrella" tortula Zeller, а также не встречены Neoarchaediscus postrugosus (Reitl.), N. akchimensis (Grozd. et Leb.), единично представлены N. ex gr. rugosus (Rauser) и Betpakodiscus. Зона отвечает протвинскому горизонту.

Комплекс данной зоны характеризуется достаточной зрелостью и возрастанием видового разнообразия рода Eostaffellina от сл. 48 к сл. 49. Сходные комплексы установлены в других разрезах Московской синеклизы (Фомина, 1977). Появление Brenckleina rugosa (Brazhn.) в сл. 49, не известного в Донбассе ниже верхней части протвинского горизонта и типичного для запалтюбинского горизонта (Айзенверг и др., 1983),

Таблица 3. Эволюция взглядов на расчленение серпуховского яруса на зоны по фораминиферам (x)

Ярус	Горизонт	Зоны фораминифер общей шкалы и фораминиферовые зоны региональной* схемы Русской платформы			Расчленение разреза Заборье по фораминиферам	
		Рейтлингер (Lipina, Reitlinger, 1970)	Постановления Межведомственного..., 1982; Кагарманов, 1998	Вдовенко и др., 1989; Vdovenko et al., 1990; Решение Межведомственного..., 1990*	Вдовенко (Махлина и др., 1993)	Настоящая работа
Серпуховский	запалтюбинский	Eosigmoilina, Monotaxinoides, Eolasiodiscus**	Eostaffellina protvae – Eosigmoilina explicata – Monotaxinoedes subplanus	Eosigmoilina explicata – Monotaxiniodes subplanus	Породы отсутствуют	Породы отсутствуют
	протвинский	Eostaffella protvae		Eostaffellina protvae	Eostaffellina protvae	Eostaffellina "protvae"
	стешевский	Eostaffella decurta	Pseudoendothyra globosa – Neoarchaediscus parvus	Pseudoendothyra globosa – Neoarchaediscus parvus	P. globosa – N. parvus	Eostaffellina decurta
	тарусский	Pseudoendothyra illustria-P. globosa				P. globosa
						N. postrugosus **
Визе	веневский	Eostaffella tenebrosa	Endothyranopsis crassa – Archaediscus gigas (верхняя часть)	Eostaffella tenebrosa – Endothyranopsis sphaerica	Не изучалось	Eostaffella tenebrosa

(x) – Объем серпуховского яруса указан согласно А. Х. Кагарманова (1998);
* – зоны региональной схемы Русской платформы; ** слои с фораминиферами.

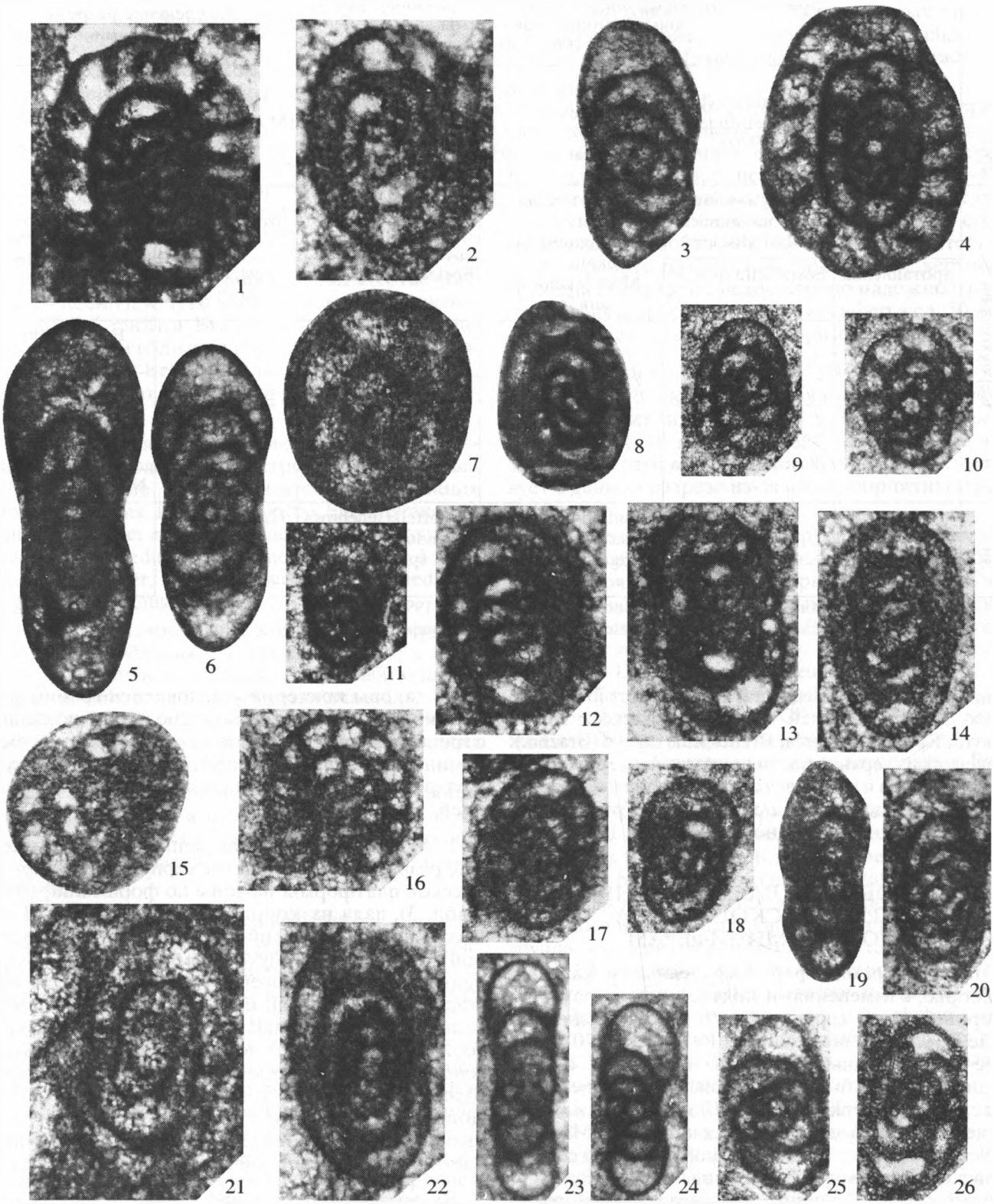
также позволяет предполагать присутствие в разрезе Заборье верхней части протвинского горизонта. Кроме Донбасса, Brenckleina rugosa (Brazhn.) известна из верхней части верхнего честера Северной Америки и встречается от основания известняков Менард до границы со сланцами Грув Чарч в разрезах Южного Иллинойса (Brenckle, 1990).

ПРОБЛЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСА ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

Зоны фораминифер, выделенные в карьере Заборье, с изменениями подтвердили фораминиферовые зоны серпуховского яруса, предложеные Е.А. Рейтлингер (Lipina, Reitlinger, 1970) и далее использованые (Осипова и др., 1975, с. 11). Однако они не были подтверждены (Вдовенко и др., 1989, Vdovenko et al., 1990) и приняты в качестве зон общей шкалы (Постановления Межведомственного..., 1982) и зон фораминифер серпуховского яруса региональной схемы Русской платформы (Решение Межведомственного..., 1990). Надо отметить, что все фораминиферовые зоны, предлагаемые после Е.А. Рейтлингер, были основаны на обобщенных данных и без указания конкретных разрезов. Это не позволяет оценить, каковы критерии установления границ зон и насколько надежно определено их соотношение с границами горизонтов. В то время как зоны фораминифер (Lipina, Reitlinger, 1970) распознаются в разрезах, опубликованных с полной документацией.

Е.А. Рейтлингер (Lipina, Reitlinger, 1970), впервые разработав расчленение серпуховского яруса Русской платформы на зоны по фораминиферам (табл. 3), дала их корреляцию с разрезами Донбасса, Франко-Бельгийского бассейна и Северной Америки. В серпуховском ярусе были выделены три зоны: Pseudoendothyra illustria–P. globosa (тарусский горизонт); Eostaffella decurta (стешевский горизонт); Eostaffella protvae (протвинский горизонт). Все эти три зоны были сопоставлены с генозоной Eumorphoceras Франко-Бельгийского бассейна (Conil et al., 1963), зонами C1Na – C1 Nb Донбасса (Айзенверг и др., 1963) и верхней частью зоны фораминифер Paramillerella (верхняя часть честера) Северной Америки (Zeller, 1953).

За основу были приняты данные Д.М. Раузер-Черноусовой, личные исследования Е.А. Рейтлингер в соавторстве с Д.М. Раузер-Черноусовой (1936, 1940, 1948), а также была учтена работа С.Е. Розовской (1963).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

Зоны различались составом характерных комплексов и приравнивались по объему к горизонтам. При этом типовые разрезы и стратотипы границ зон определены не были.

Зона Pseudoendothyra illustria–P. globosa, помимо видов индексов, характеризовалась присутствием Endothyranopsis sphaerica (Rauser et Reitl.), Endothyra bradyi Mikh., E. kirgisana Rauser, Endostaffella parva (Moeller), Eostaffella parastruvei Rauser, E. pseudostruvei Kir., Neoarchaediscus parvus (Rauser), N. rugosus (Rauser), группа Archaediscus krestovnikovi Rauser. Особо отмечалось отсутствие в этой зоне Globivalvulina parva Tschern., Bradyina ex gr. cribrostomata Rauser et Reitl. и Eostaffellina aff. paraprotvae (Rauser). Маркером зоны было названо появление Pseudoendothyra globosa Ros. Голотип этого вида происходит из тарусского горизонта (д. Мещерино), распространение – тарусский – протвинский горизонты (Розовская, 1963).

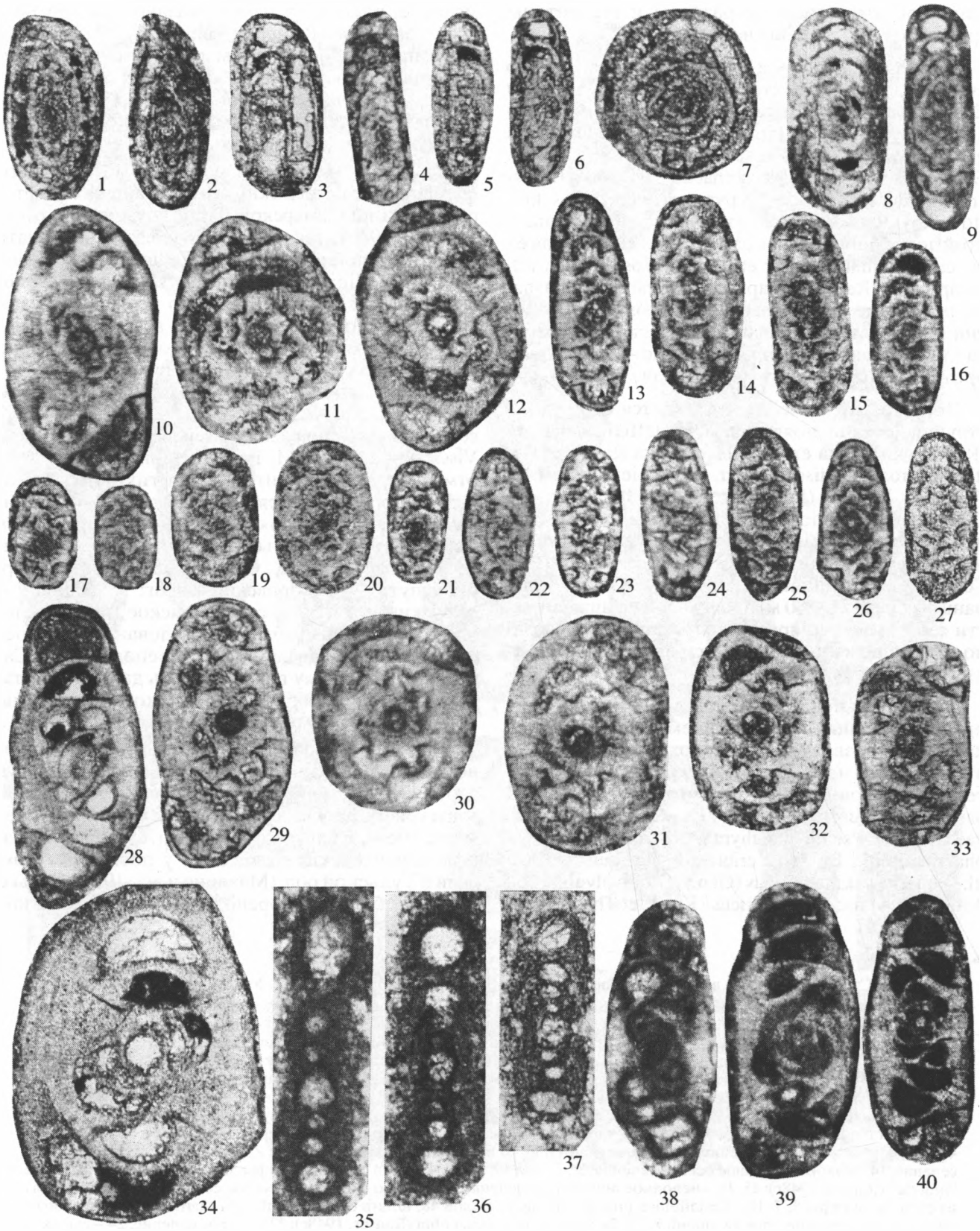
Зона Eostaffella decurta отличается от предшествующей зоны появлением Eostaffellina decurta (Rauser), Bradyina ex gr. cribrostomata Rauser et Reitl., Asteroarchaediscus ex gr. bashkiricus (Krest. et Theod.). Ранее (Рейтлингер, 1963) вслед за Д.М. Раузер-Черноусовой (1948г) было показано, что E. decurta (Rauser) является предковой формой для группы Eostaffellina ex gr. protvae (Rauser). Голотип Eostaffellina decurta (Rauser) (скв. Сызрань 401, гл. 771–780 м) происходит из нижней части серпуховского яруса, распространение указано как стешевский и протвинский горизонты (Раузер-Черноусова, 1948 г).

Зона Eostaffella protvae отличается от двух предшествующих повышением разнообразия, как за счет возврата многих верхневизейских, так и появлением новых серпуховских форм, и характеризуется совместным присутствием Eostaffella parastruvei Rauser, E. ikensis Viss., Eostaffellina protvae (Rauser), Pseudoendothyra globosa Ros., P. parasphaerica Reitl., Bradyina cribrostomata Rauser et Reitl., Janischewskina calceus (Gan.), Globivalvulina sp., Asteroarchaediscus bashkiricus (Krest. et Theod.). Голотип Eostaffellina protvae (Rauser) происходит из нижней части протвинского горизонта, с. Кременское, распространение указано как протвинский горизонт (Раузер-Черноусова, 1948 г). Как показано выше, эти зоны достаточно уверенно различаются в разрезе Заборье, хотя при их выделении не было приведено каких-либо конкретных разрезов, в которых можно было бы наблюдать данную последовательность.

Единственным таким разрезом до недавнего времени оставалась скв. 401 Сызранского нефтепромысла на Самарской Луке (Раузер-Черноусова и др., 1940), так как она позволяет наблюдать распространение видов Eostaffellina decurta (Rauser), Eostaffellina protvae (Rauser), Bradyina cribrostomata Rauser et Reitl. Данные по другим разрезам Подмосковного бассейна были весьма ограничены, и по ним можно было установить лишь набор видов, пересекающих границу визейского и серпуховского ярусов, распространение фораминифер семейства Archaediscidae в серпуховском ярусе и уровень появления Pseudoendothyra illustria Viss. При этом Д.М. Раузер-Черноусова (1948а) отмечает, что относительно других разрезов карьер Заборье изучался наиболее детально по личным сборам, тогда как в других (р. Осетр – Венев монастырь; Суходольский карьер – г. Алексин; по р. Тарусе; по р. Оке – Беховский карьер, р. Беспута – Топоровский овраг; р. Вашана – д. Заикино; р. Лужа, с. Кременское) распределение фораминифер было исследовано менее подробно по материалам М.С. Швецова и Т.Г. Сарычевой. Поэтому применимость данной зональности на территории всей Русской платформы остается под большим сомнением.

Так, Pseudoendothyra globosa Ros., кроме типового местонахождения, была отмечена только в тарусском и стешевском горизонтах тиховодной зоны северной части Московской синеклизы (Фомина, 1969), в тарусском горизонте опорного разреза серпуховских отложений у пос. Новогуровский в Тульской обл. (Махлина и др., 1984). Только однажды было повторено изображение голотипа

Таблица I. Стратиграфически важные Fusulinidae серпуховского яруса карьера Заборье. Увел. 150, кроме отмеченных.
1, 2 – Pseudoendothyra globosa Rosovskaja, 1963: все экземпляры – скошенное поперечное сечение, проходящее через начальную камеру, слой 6, шлифы 16, 23. 3, 4, 6, 19, 20 – "Millerella" tortula Zeller, 1953: 4 – полное поперечное сечение, ×170, 6 – полное осевое сечение, ×170, 3. ×170, 20 – косое сечение, проходящее через начальную камеру, 19. ×170 – косое сечение, проходящее через камеры 4, 11 последнего оборота и начальную камеру (см. полное поперечное сечение), 4, 19 слой 3а-2, шлифы 2к и 2, 20 – косое сечение, проходящее через начальную камеру, слой 4, шлиф 13. 5. Millerella pressa Thompson, 1944: полное осевое сечение ×170, слой 28, шлиф 4". 7–11– Eostaffellina decurta (Rauser, 1948г): 7 – фрагмент последнего оборота, трехслойная стенка раковины: тектум, наружный и внутренний текториумы. ×300, 8, 11 – полное осевое сечение, 8. ×170, 9,10 – тангенциальное сечение, 8 слой 15а-1, шлиф 5, 7, 9–11 слой 15а-2, шлифы 4, 5, 11, 9. 12 – 14, 22– Eostaffellina paraprotvae (Rauser, 1948г): 22 – полное осевое сечение ×170, 12 – 13 – тангенциальное сечение, 14 – слабо скошенное осевое сечение, 22 – слой 49, шлиф 4, 12–14 слой 48, шлифы 5, 2, 13. 15–17 – Eostaffellina "protvae" (Rauser, 1948г): 15, 16 – неполное поперечное сечение, 17 – слабо скошенное осевое сечение, все экземпляры из слоя 48, шлифы 5, 7. 18 – Eostaffellina protvae – E. decurta, слой 48, шлиф 6. 21. Eostaffellina shartimiensis (Malakhova, 1956): осевое сечение, слой 48, шлиф 7. 23, 24. Endostaffella shamordini (Rauser, 1948г): 23 – осевое сечение, 24 – высокое осевое сечение, оба экземпляра – слой 4, шлиф 3. 25, 26. "Endostaffella" asymmetrica Rosovskaja, 1963: оба экземпляра – осевое сечение, 25 – слой 3, обр. 3а-1, шлиф 4; 26 – слой 6, шлиф 10.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40

(Vdovenko et al., 1990). Этот вид не был упомянут ни в одной из последующих работ, включающих описание фораминифер серпуховского яруса южных районов Русской платформы (Рейтлингер и др., 1977; Фомина, 1977), Урала (Султанаев и др., 1978; Гроздилова и др., 1975; Постоялко, 1990), Воронежского массива (Айзенверг и др., 1968), Тимано-Печорской провинции (Дуркина, 1990). На новом материале изображение Pseudoendothyra globosa Ros. приведено в настоящей работе впервые после его обнародования (табл. I, фиг. 1–2). Таким образом, на настоящий момент этот вид известен только в разрезах Московской синеклизы. Отметим, что он не был обнаружен М.В. Вдовенко (Махлина и др., 1993) при переизучении фораминифер серпуховского яруса Московской синеклизы и Воронежской антеклизы.

Вид-индекс Eostaffellina decurta (Rauser) одноименной зоны и стешевского горизонта имеет более широкий ареал. Его описание повторено (Малахова, 1956), он характерен для тиховодных обстановок стешевского времени Московской синеклизы (Фомина, 1969), серпуховского яруса Волго-Урала (Алиев и др., 1975), встречен в протвинском горизонте в обнажениях по рр. Большой Кизил и Худолаз восточного склона южного Урала (Иванова, 1973). Изображения типичных форм карьера Заборье (табл. I, фиг. 7–11) ранее не приводилось.

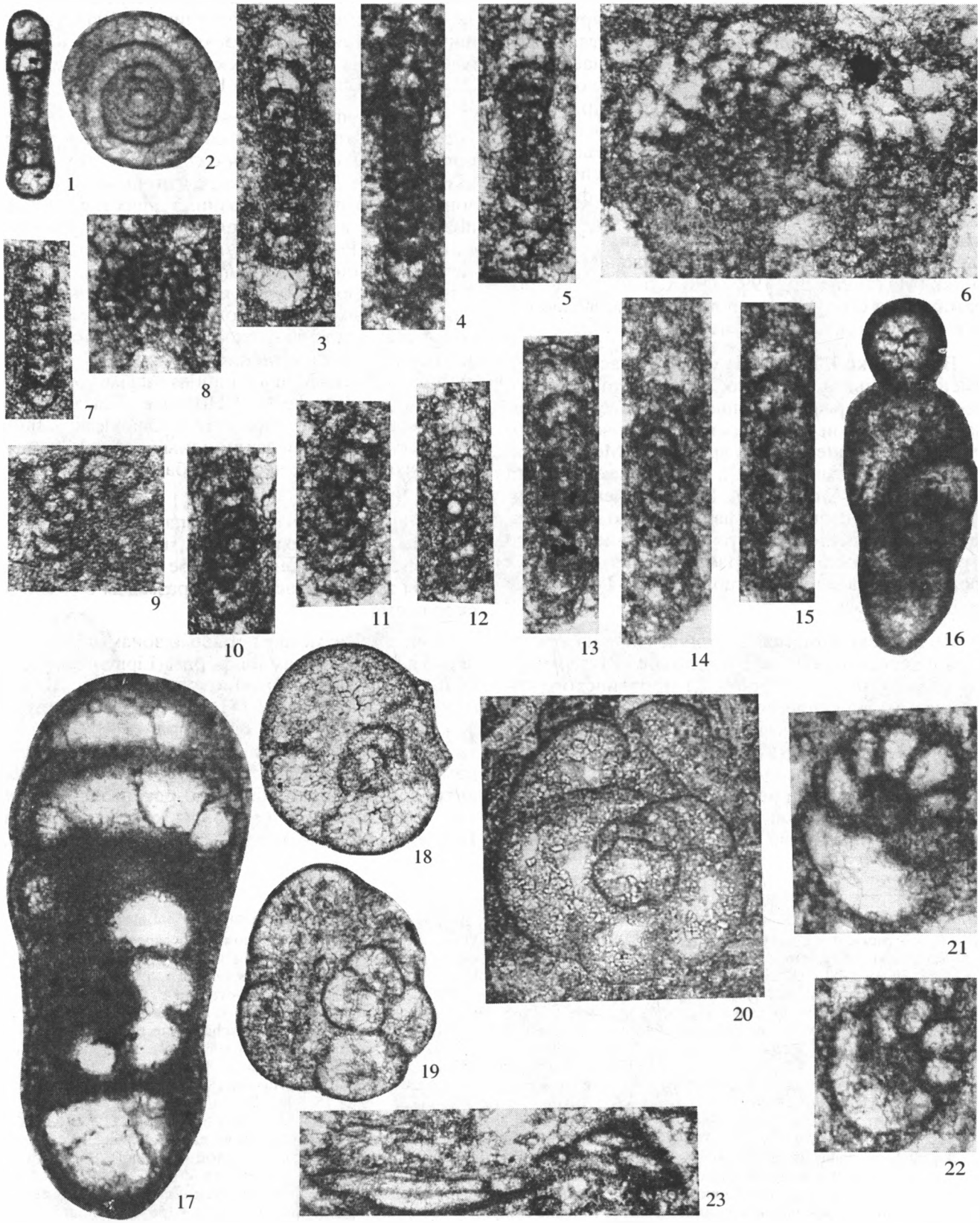
Вид-индекс Eostaffellina protvae (Rauser) нуждается в пересмотре, т. к. его голотип (Раузер-Черноусова, 1948г), описанный из протвинского горизонта (обнажение по р. Лужа, с. Кременское, Подмосковье), находится в одном шлифе с Eostaffellina paraprotvae (Rauser) и является тангенциальным сечением последнего, как это выявилось при изучении коллекции (ГИН, № 2853). В то же время этот таксон чаще понимается и широко используется в качестве маркера протвинского горизонта и его стратиграфических аналогов (Марфенкова, 1991; Румянцева, 1989; Кулагина и др. 1992) в объеме по Е. А. Рейтлингер (1963, табл. I, фиг. 2). Именно такие формы встречены в одноименной зоне и протвинском горизонте карьера Заборье (табл. I, фиг. 17, 18).

Фораминиферовые зоны серпуховского яруса Русской платформы (Решение Межведомственного..., 1990) отличаются от таковых (Lipina, Reitlinger, 1970). Для тарусского и стешевского горизонтов из-за проблем, возникающих при их распознавании в других регионах, была принята единая зона Pseudoendothyra globosa–Neoarchaediscus parvus. Зона Eostaffellina protvae отвечает протвинскому горизонту без изменения. По корреляции с Донбассом серпуховский ярус был сверху дополнен запалтюбинским и вознесенским горизонтами и соответственно двумя зонами: Eosigmoilina explicata–Monotaxinoides subplanus и Plectostaffella bogdanovkensis. Позднее (Кагарманов, 1998) вознесенский горизонт и зона Plectostaffella bogdanovkensis были исключены из состава серпуховского яруса и отнесены к башкирскому ярусу (табл. 3).

Интервал, отвечающий запалтюбинскому горизонту и зоне E. explicata–M. subplanus, по-видимому, не представлен в разрезе Заборье, так как породы этого возраста были размыты в башкирское время.

В интервале между первыми зонами серпуховского яруса по фораминиферам (Lipina, Reitlinger, 1970) и зонами фораминифер общей шкалы каменноугольной системы (Постановление Межведомственного..., 1982) обсуждались (Вдовенко и др., 1989; Vdovenko et al., 1990; Решение Межведомственного..., 1990; Махлина и др., 1993) варианты зон по фораминиферам региональной схемы серпуховского яруса Русской платформы. При этом ни один из них, кроме (Махлина и др.,

Таблица II. Стратиграфически важные Archaediscidae и Cornuspiridae серпуховского яруса карьера Заборье. Увел. 150. 1–3 – Brenckleina rugosa (Brazhnikova, 1964): 1, 2 – осевое сечение, слой 49, шлиф 8; 3 – неполное осевое сечение, слой 49, шлиф 1. 4–7 – Betpakodiscus sp.: 4–6 – осевое сечение, 7 – поперечное сечение; все формы из слоя 49, шлифы 1, 2,11. 8, 9 – Planospirodiscus taimyricus Sosipatrova, 1962: 8 – тангенциальное сечение, 9 – близко к осевому сечению, оба экземпляра – слой 49, шлифы 5, 3. 10, 31 – Neoarchaediscus aff. akchimensis (Grozdilova et Lebedeva, 1954): осевое сечение, слой 4, шлиф 20; 31 – косое сечение, слой 15а-2, шлиф 5. 11, 12 – Neoarchaediscus akchimensis (Grozdilova et Lebedeva, 1954): оба – осевое сечение, 11– слой 3, обр. 3а-2, шлиф 4 ; 12 – слой 4, шлиф 9. 13–16 – Neoarchaediscus postrugosus (Reitlinger, 1949): 13 – осевое сечение, слой 3, обр. 3а-2, шлиф 9; 14–16 – слабо скошенное осевое сечение, 14, 15 – слой 3, обр. 3а-2, шлиф 1, 16 – слой 6, шлиф 6. 17–20 – Asteroarchaediscus bashkiricus (Krestovnikov et Theodorovich, 1947): все формы – осевое сечение, слой 3, обр. 3а-2, шлифы 4, 6. 21–27 – Neoarchaediscus ex gr. rugosus (Rauser, 1948г, д): близко к осевому сечению, 21–26 – слой 3, обр. 3а-2, шлифы 11, 10, 6, 9, 11; 27 – слой 15, обр. 15а-2, шлиф 2. 28, 29 – Archaediscus ex gr. moelleri Rauser, 1948г : оба – скошенное и неполное осевое сечение, 28 – слой 6, шлиф 2, 29 – слой 3, обр. 3а-2, шлиф 10. 30 – Asteroarchaediscus ovoides(?) (Rauser, 1948г): близко к осевому сечению, слой 4, шлиф 5. 32, 33 – Archaediscus nanus Rauser, 1948г: оба экземпляра – близко к полному осевому сечению, 32 – слой 18, шлиф 2, 33 – слой 3, обр. 3а-1, шлиф 4. 34 – Archaediscus gigas Rauser, 1948г: неполное осевое сечение, слой 49, шлиф 9. 35, 36 – Rectocornuspira (?) sp. (по первоописанию, Wartin, 1930 неизвестно строение стенки раковины): близко к полному осевому сечению спиральной части раковины и косое сечение выпрямленной части раковины, оба – слой 15а-2, шлифы 5, 9. 37 – Čepekia čepeki, Vasicek et Ruzicka, 1957: осевое сечение, слой 15а-2, шлиф 1. 38 – Paraarchaediscus stilus (Grozdilova et Lebedeva, 1956): скошенное осевое сечение, слой 4, шлиф 13. 39, 40 – Archaediscus krestovnikovi Rauser, 1948д: оба экземпляра – скошенное осевое сечение, слой 6, шлифы 6, 8.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

1993), не сопровождался ссылками на конкретные разрезы с послойным изучением фораминифер. Поэтому критерии, положенные в предлагаемые изменения, оставались неясными. Суммарно, эволюция взглядов на расчленение серпуховского яруса на зоны по фораминиферам показана в табл. 3.

Комплексы фораминифер, выделенные по результатам настоящего исследования в карьере Заборье, подтверждают реальность зон, предложенных Е.А. Рейтлингер (Lipina et Reitlinger, 1970), хотя их границы не вполне совпадают с границами горизонтов. Вместе с тем предлагается отказаться от включения в название зоны Pseudoendothyra illustria–P. globosa первого вида на основании следующих аргументов.

Pseudoendothyra illustria Viss. впервые была описана из верхнего визе Туймазинского района (Виссарионова, 1948), отмечена (Раузер-Черноусова, 1948в) в михайловском горизонте Сызранского нефтепромысла (скв. Сызрань 401, 10 и 22), а также указана в числе характерных видов протвинского горизонта в сводных таблицах распространения фораминифер южного крыла Подмосковного бассейна, центральной части Русской платформы и Приуралья (Раузер-Черноусова, 1948а, б). Таким образом, этот вид имеет распространение от михайловского горизонта верхнего визе до протвинского горизонта серпуховского яруса включительно, при этом его надежная идентификация затруднительна. При первом описании (Виссарионова, 1948) было дано изображение единственного экземпляра. Копия этого изображения потом была повторена Е.А. Рейтлингер (1963, табл. 2, фиг. 9). Следовательно, этот вид не только имеет широкий стратиграфический диапазон, выходя за пределы зоны, но и нуждается в дополнительном изучении. Исключение Pseudoendothyra illustria Viss. из названия зоны не вносит принципиальных изменений в характеристику зоны, данную Е.А. Рейтлингер.

Название зоны Pseudoendothyra globosa–Neoarchaediscus parvus общей шкалы карбона России (Постановление Межведомственного..., 1982; Кагарманов, 1998), повторенное в региональной схеме Русской платформы (Решение Межведомственного...,1990), также нельзя признать удачным.

При описании Neoarchaediscus parvus (Rauser) его распространение указано (Раузер-Черноусова 1948г, с. 233) от верхней части михайловского горизонта и до всей серпуховской свиты и подтверждено по другим регионам (Раузер-Черноусова, 1948а, б).

Группа Neoarchaediscus ex gr. rugosus, включающая Neoarchaediscus parvus (Rauser) и N. rugosus (Rauser), в Заборье встречается от веневского горизонта верхнего визе до протвинского горизонта серпуховского яруса (табл. 2). Таким образом, первое появление этой группы в верхней части верхнего визе подтверждается.

К сказанному добавим, что диагноз Neoarchaediscus parvus (Rauser) и пределы его изменчивости по результатам переизучения и повторного фотографирования голотипа и двух паратипов (Brenckle et al., 1993, табл. 16, фиг. 10, г. Алексин, серпуховский ярус; 11, 12 – д. Бехово, веневский горизонт) по существу не отличаются от типовых N. rugosus (Rauser), и данный вид является лишь более мелкой формой последнего. Отношение толщины раковины к диаметру по первому описанию у N. rugosus изменяется от 0.3 до 0.5, а у N. parvus – от 0.3–0.4. Эти различия выявляются при точно ориентированных аксиальных сечениях раковин. Поэтому до проведения детальных исследований, учитывая совместное нахождение обоих видов (табл. II, фиг. 21–27), в настоящей работе они рассматриваются в составе группы Neoarchaediscus ex gr. rugosus (Rauser).

Таким образом, использование Neoarchaediscus parvus в качестве вида-индекса, подобно Pseudoendothyra illustria в зональной схеме Е.А. Рейтлингер, как это показано ранее, не целесообразно, так как он появляется не только ниже основания обсуждаемой зоны, но и ниже подошвы тарусского горизонта.

Завершая рассмотрение проблемы детального расчленения серпуховского яруса по фораминиферам, обратим внимание на тот факт, что

Таблица III. Некоторые сратиграфически важные виды фораминифер серпуховского яруса карьера Заборье. Увел. 150, кроме отмеченных.

1, 2 – Pseudoammodiscus volgensis Reitlinger, 1951: 1 – осевое сечение, 2 – поперечное сечение, оба слой 15, обр. 15а-2, шлиф 4. 3–6 – Loeblichia paraammonoides Brazhnikova, 1962: 3–4 – осевое сечение, 5 – скошенное осевое сечение, 6 – поперечное сечение, все экземпляры – слой 15, обр. 15а-2, шлифы 2, 7, 4, 12. 7– 9 – Loeblichia minima Brazhnikova, 1962: 7 – осевое сечение, 8, 9 – неполное поперечное сечение, все экземпляры – слой 15, обр. 15а-2, шлифы 12, 2, 2. 10–14 – Loeblichia ukrainica Brazhnikova, 1962: все экземпляры – скошенное, неполное осевое сечение, слой 15, обр. 15а-2, шлифы 12, 5. 15 – Loeblichia ? sp.: высокое сечение, слой 15, обр. 15а-2, шлиф 5. 16 – Rectoendothyra sp.: неполное скошенное сечение, слой 15, обр. 15а-2, шлиф 5. 17 – Rectoendothyra latiformis Brazhnikova, 1983: неполное, скошенное сечение, слой 15, обр. 15а-2, шлиф 12. 18, 20 – Janischewskina cf. adtarusia Gibshman, (msc).: все экземпляры – высокое, поперечное сечение, ×36. 18, 20 – слой 49, шлифы 12, 2; 19 – Janischewskina cf. delicata Malakhova, 1956: фрагмент из четырех камер первого оборота и двух камер второго оборота, ×60, слой 4 , шлиф 21. 21, 22 – Endotaxis brazhnikovae (Bogush et Juferev, 1962): оба экземпляра – поперечное сечение, 21 – слой 15, обр. 15а-2, шлиф 12, 22 – слой 5, шлиф 15. 23 – Tetrataxis sp.: экзотическая форма, слой 15, обр. 15а-2, шлиф 14.

Е.А. Рейтлингер при корреляции трех зон фораминифер серпуховского яруса Русской платформы и честера Северной Америки указала на их соответствие верхней части зоны Paramillerella (Millerella, Zellerina, Zellerinella у разных авторов) и верхней части честера (Zeller, 1953). Однако до настоящих исследований присутствие американских таксонов не было отмечено в серпуховском ярусе России.

В нашем материале имеются формы (табл. I, фиг. 3, 4, 6) близкие, а возможно тождественные к "Millerella" tortula Zeller, 1953 (табл. 26, фиг. 25), и две другие (табл. I, фиг. 19, 20), вероятно, относятся к тому же виду, который показан в косом сечении (Zeller, 1953, табл. 26, фиг. 18). Вид "Millerella" tortula Zeller появляется в слое 3 (обр. 3а-2) и совместно с Neoarchaediscus postrugosus (Reitl.) отмечает границу визейского и серпуховского ярусов и выше слоя 28 не наблюдается.

По Д.Н. Зеллер (Zeller, 1953, с. 190, рис. 5) для вида "Millerella" tortula Zeller указано распространение от подошвы до кровли (обр. 1-4) типового разреза формации Глен Дин, в США.

Позднее (Rich, 1980, табл. 14, фиг. 23, 24, 27, 28) изображения "Millerrella" tortula Zeller, названного как Zellerina tortula (Zeller), близкие по описанию М. Рича к таковым разреза Заборье, указаны для 17 зоны по фораминиферам (Mamet et Skipp, 1970). Зона 17 (Rich, 1980, стр. 8) отвечает среднему честеру и соответствует самой верхней части известняка Монтигл, всей формации Хартсил и самим низам известняка Бангор СВ Алабамы, центра Юга Теннеси и СЗ Джоржии США. Добавим, что (Rich, 1980) наблюдается много общих видов серпуховского яруса карьера Заборье и зон 17, 18 указанных штатов Северной Америки. Вот некоторые из них: Neoarchaediscus parvus (Rauser) (зоны 17–18), N. postrugosus (Reitl.) (зоны 17–18), Planoendothyra alyutovica (Reitl.) (зона 18) и др. Все эти виды в сводной таблице распространения фораминифер не указаны ниже зоны 17.

Недавно (Brenckle, 1990) изображения голотипа и паратипов "Millerella" tortula Zeller из типовых разрезов честера были повторены и использованы в качестве маркера горизонта 6, отвечающего основанию формации Глен Дин. Таким образом, возможна прямая корреляция серпуховского яруса и верхнего честера США.

Корреляция с Уралом в полном обьеме затруднительна из-за отсутствия общих типично нижнесерпуховских видов. Однако в качестве таксона, перспективного для корреляции, можно назвать Janischewskina delicata Mal. В первоописании (Малахова, 1956) его возраст был определен верхневизейским, а при повторном изучении серпуховским (Рейтлингер, в: Стратиграфия..., 1973). При моем пересмотре шлифов с голотипом и паратипом J. delicata Mal. обнаружено несколько экземпляров серпуховского вида Biseriella parva Tschern., не названного Н.П. Малаховой (1956) в составе комплекса. Поэтому точка зрения Е.А. Рейтлингер о возрасте и уровне первого появления J. delicata Mal. вблизи нижней граицы серпуховского яруса, как это наблюдается в карьере Заборье, подтверждается.

И последнее. В карьере Заборье, в верхней части протвинского горизонта и зоны Eostaffellina "protvae" назван новый вид (табл. III, фиг. 20) Janischewskina adtarusia Gibshman (msc.) (=Janischewskina isotovae Leb. в: Mizuno et al., 1997; non Janischewskina isotovae Leb. в: Гроздилова и др,. 1975; Султанаев и др., 1978; Ueno et al., 1993). Он тождественен таксону, изображенному (Mizuno et al., 1997) из разреза группы известняков Хина на юго-западе Японии в связи с характеристикой изменения состава фораминифер и конодонтов вблизи срединной границы каменноугольной ситемы. В разезе Хина распространение Janischewskina isotovae Leb. совпало с распространением вида Cavusgnathus unicornis (обр. Н56–Н62,5, табл. 1, 2) и зоной Gnathodus bilineatus и нижней половиной зоны Gnathodus bilineatus–Declinognathodus inaequalis, т.е оказалось очень близким к интервалу распространения этого вида в разрезе Заборье.

В то же время голотип Janischewskina isotovae Leb. происходит из ладенинского горизонта верхнего визе (г. Ладейная, обн. 11, сл. 48, Султанаев и др., 1978) и первоописан (Гроздилова и др., 1975) по единственному, тангенциальному сечению, что затрудняет его корректную идентификацию.

ВЫВОДЫ

Изучение фораминифер карьера Заборье показало их высокое разнообразие и присутствие как известных ранее форм, пересекающих границу визе/серпухов, так и новых серпуховских видов, развитых в Московской синеклизе, на Донбассе, Урале и в верхнем честере Северной Америки, и среди серпуховских таксонов выделились две категории.

Первые – Pseudoendothyra globosa Ros., Eostaffellina decurta (Rauser), Eostaffellina protvae (Rauser) имеют узкое стратиграфическое распространение и, возможно, узкие ареалы. Это маркеры локальных зон. Их последовательное появление в карьере Заборье и состав комплекса подтвердили реальность зон (Lipina, Reitlinger, 1970) серпуховского яруса.

Вторые – Eostaffellina paraprotvae (Rauser), "Millerella" tortula Zeller, Millerella pressa Thompson, Janischewskina delicata Mal., Janischewskina adtarusia sp. nov., Čepekia čepeki Vasicek et Ruzicka, Planoendothyra alyutovica (Reitl.), "Eostaffella" mirifica Brazhn., Loeblichia minima Brazhn. Rectoendothyra latiformis, Asteroarchaediscidae и конкретно линия

родов Asteroarchaediscus–Neoarchaediscus–Brenckleina виды-космополиты имеют узкое стратиграфическое распространение и широкие ареалы.

Названные выше виды составили основу локальных зон, границы которых определены по первому появлению Eostaffellina decurta и Eostaffellina protvae родовой линии Eostaffellina и коротко живущего вида Pseudoendothyra globosa, и открыли перспективы при расчленения и широкой корреляции серпуховского яруса карьера Заборье для двух новых родовых линий. Одна из них линия Millerella, состоящая из "Millerella" tortula Zeller и Millerella pressa Thompson и коротко живущего таксона Brenckleina rugosa Brazhn. перспективна при определении границы визе/серпухов и корреляции карьера Заборье и Северной Америки. Вторая линия Janischewskina в составе Janischewskina typica Mikh. – J. delicata Mal. – J. adtarusia sp. nov. рекомендуется при корреляции карьера Заборье с Южным Уралом и Японией.

Нахождение видов, ранее не известных в типовом районе серпуховского яруса, открывает широкие возможности для удаленных корреляций этого подразделения и подтверждает глобальный характер последнего.

Выражаю большую благодарность А.С. Алексееву за ценные советы и помощь при написании работы, П.Л. Бренклу (P. L. Brenckle) за помощь и проявленный интерес, а также Б. Маме (B. Mamet), Д. Росс (J.R.P. Ross), Ч. Россу (C.A. Ross), Л. Хансу (L. Hance), М. Вьяджи (M. Viaggi), Д. Гровсу (J.R. Groves), К. Eno (K. Ueno) и другим коллегам за внимание во время обсуждения постера, включающего эти материалы на XIV Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона–перми в Калгари (Канада), август 1999. Особая благодарность И.С. Барскову, С.В. Николаевой, Е.И. Кулагиной и П.Б. Кабанову за советы и помощь при подборе материала.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 99-05-65476.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айзенверг Д.Е., Бражникова П.Е., Потиевская П.Д. Биостратиграфическое расчленение каменноугольных отложений южного склона Воронежского массива (Старобельско-Миллеровская моноклиналь). Киев: Наукова думка, 1968. 151 с.

Айзенверг Д.Е., Бражникова П.Е., Новик Е.О. и др. Стратиграфия каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. 182 с.

Айзенверг Д.Е., Астахова Т.В., Берченко О.И. и др. Верхнесерпуховский подъярус Донецкого бассейна (палеонтологическая характеристика). Киев: Наукова думка, 1983. 159 с.

Алиев М.М., Яриков Р.О., Хачатран Р.О. и др. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1975. 264 с.

Вдовенко М.В., Айзенверг Д.Е., Полетаев В.И. К стратиграфии нижнего карбона Восточно-Европейской платформы // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1989. Вып. 1. С. 70–78.

Вдовенко М.В., Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А. и др. Справочник по систематике фораминифер палеозоя (за исключением эндотироидей и пермских многокамерных лагеноидей). М.: Наука, 1993. 123 с.

Виссарионова А.Я. Примитивные фузулиниды из нижнего карбона Европейской части СССР // Тр. Ин-та геол. наук. 1948. Вып. 62. Геол. сер. (19). С. 216–226.

Гроздилова Л.П., Липина О.А., Малахова Н.П. и др. Foraminifera // Палеонтологический атлас каменноугольных отложений Урала. Л.: Недра, 1975. Вып. 383. С. 27–64.

Дуркина А.В. К стратиграфии серпуховского яруса Тимано-Печорской провинции // Границы биостратиграфических подразделений карбона Урала. Сб. науч. трудов. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 62–70.

Иванова Р.М. К стратиграфии средне- и верхневизейских отложений восточного склона Южного Урала // Сб. по вопросам стратиграфии № 15. Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1973. С. 18–86.

Кагарманов А.Х. Проблемы общей шкалы каменноугольной системы // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 30. СПб. 1998. С. 21–28.

Кулагина Е. И. Зональные комплексы фораминифер из серпуховских отложений Сакмаро-Икского района Южного Урала // Биостратиграфия и литология верхнего палеозоя Урала. Сб. науч. тр. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 24–35.

Кулагина Е.И., Румянцева З.С., В.И. Пазухин. Граница нижнего-среднего карбона на Южном Урале и Среднем Тянь-Шане. М.: Наука, 1992. 112 с.

Малахова Н.П. Фораминиферы известняков р. Шартымки на Южном Урале // Тр. Горно-геол. ин-та. 1956. Вып. 24. С. 26–71.

Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С. и др. Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М.: Наука, 1993. 217 с.

Махлина М.Х., Жулитова В.Е. Опорный разрез верхневизейских и серпуховских отложений у пос. Новогуровский // Геология, полезные ископаемые и инженерно-геологические условия центральных районов европейской части СССР. Сб. статей. М.: Мин. Геол. РСФСР, 1984. С. 3–15.

Марфенкова М.М. Морской карбон Казахстана (стратиграфия, зональное расчленение, фораминиферы). Алма-Ата: Гылым, 1991. Ч. 1. 199 с.; Ч. 2. 176 с.

Никитин С.Н. Каменноугольные отложения Подмосковного края и артезианские воды под Москвой // Тр. Геол. ком. 1890. Т. 5. № 5. 188 с.

Обстановки осадконакопления и фации / Ред. Рединг Х. М.: Мир, 1990. Т. 2. 380 с.

Осипова А.И., Бельская Т.Н. О фациях и палеогеографии серпуховского времени в Подмосковном бассейне // Литология и полезн. ископаемые. 1965. № 5. С. 3–15.

Осипова А.И., Бельская Т.Н. Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-намюрских отложений

Московской синеклизы // Литология и полезн. ископаемые. 1967. № 5. С. 118–130.

Осипова А.И., Бельская Т.Н. Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород (на примере нижнекаменноугольных отложений Русской платформы) // Литология и полезн. ископаемые. 1970. № 2. С. 107–129.

Осипова А.И., Бельская Т.Н. Пункт 5. Обнажение на р. Лужа у с. Кременское // VIII Междунар. конгр. по стратигр. и геол. карбона. М.: 1975. Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Подмосковного бассейна. М.: Наука, 1975. С. 58–59.

Осипова А.И., Бельская Т.Н. Расчленеие каменноугольных отложений Русской платформы. Т. 1 // VIII Междунар. конгр. по стратигр. и геол. карбона. М.: 1975. Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Подмосковного бассейна. М.: Наука, 1975. С. 11.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Комиссия по каменноугольной системе. Вып. 20, Л.: ВСЕГЕИ, 1982. С. 30–31.

Постоялко М.В. К вопросу о границе нижнего и среднего карбона на среднем Урале // Границы биостратиграфических подразделений карбона Урала. Сб. науч. трудов. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 71–92.

Раузер-Черноусова Д.М. Стратиграфия визейского яруса южного крыла Подмосковного бассейна по фауне фораминифер // Тр. Ин-та геол. наук. 1948а. Вып. 62. Геол. сер. (19). С. 3–40.

Раузер-Черноусова Д.М. Фораминиферы и стратиграфия визейского и намюрского ярусов центральной части Русской платформы и Приуралья // Тр. Ин-та геол. наук. 1948б. Вып. 62. Геол. сер. (19). С. 102–141.

Раузер-Черноусова Д.М. Стратиграфия визейского и намюрского ярусов сызранского нефтепромысла по фауне фораминифер // Тр. Ин-та геол. наук. 1948в. Вып. 62. Геол. сер. (19). С. 41–66.

Раузер-Черноусова Д. М. Некоторые новые виды фораминифер из нижнекаменноугольных отложений подмосковного бассейна // Тр. Ин-та геол. наук. 1948г. Вып. 62. Геол. сер. (19). С. 227–238.

Раузер-Черноусова Д.М. Материалы к фауне фораминифер каменноугольных отложений Центрального Казахстана // Тр. Ин-та геол. наук. 1948д. Вып. 66. Геол. сер. (21). С. 1–26.

Раузер-Черноусова Д.М., Беляев Г.М., Рейтлингер Е.А. Верхнепалеозойские фораминиферы Печорского края // АН СССР. Тр. Полярной Комиссии. 1936. Вып. 36. С. 159–232.

Раузер-Черноусова Д.М., Беляев Г.М., Рейтлингер Е.А. О фораминиферах каменноугольных отложений Самарской Луки // Тр. Нефтяного геолого-развед. ин-та. Нов. Сер. 1940. Вып. 7. 86 с.

Раузер-Черноусова Д.М., Грызлова Н.Д., Киреева Г.Д. и др. Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. Справочник-определитель. М.: АН СССР, 1951. 370 с.

Раузер-Черноусова Д.М., Бенш Ф.Р., Вдовенко М.В. и др. Справочник по систематике фораминифер палеозоя (эндотироиды, фузулиниды). М.: Наука, 1996. 207 с.

Рейтлингер Е.А. Об одном палеонтологическом критерии установления границ нижнекаменноугольного отдела по фауне фораминифер // Вопросы микропалеонтологии. 1963. Вып. 7. С. 22–55.

Рейтлингер Е.А., Мельникова С.В. К характеристике фузулинидей серпуховского века // Вопросы микропалеонтологии. 1977. Вып. 20. С. 68–80.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Л.: 1988. Каменноугольная система / Ред. Кагарманов А.Х., Донакова Л.М. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 40 с.

Розовская С.Е. Древнейшие представители фузулинид и их предки // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1963 Т. 97. 112 с.

Румянцева З.С. Зональное расчленение серпуховского и башкирского ярусов Среднего Тянь-Шаня по фораминиферам // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 3. С. 124.

Стратиграфия и фауна каменноугольных отложений реки Шартым (Южный Урал) / Ред. Эйнор Э.Л. Львов: Вища школа, 1973. 184 с.

Султанаев А.А., Гроздилова Л.П., Дегтярев Д.Д. и др. Опорные разрезы и фауна визейского и намюрского ярусов Среднего и Южного Урала. Л.: Недра, 1978. 175 с.

Фомина Е.В. Особенности сообщества фораминифер разнофациальных отложений тарусского и стешевского морей Московской синеклизы // Вопросы микропалеонтологии. 1969. Вып. 11. С. 18–34.

Фомина Е. В. Особенности развития позднесерпуховских фораминифер Московской синеклизы // Вопросы микропалеонтологии. 1977. Вып. 20. С. 81–92.

Хименков В.Г. Общая геологическая карта европейской части СССР. Лист 43 // Тр. Моск. геол.-гидрогеодез. треста. 1934. Вып. 7. С. 1–215.

Швецов М.С. К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковного бассейна // Вестн. Моск. горн. акад. 1922. Т. 1. Вып. 2. С. 223–238.

Швецов М.С. Общая геологическая карта европейской части СССР. Северо-западная часть, лист 58 // Тр. Всес. геол-развед. объед. 1932. Вып. 83. 184 с.

Швецов М. С. Каменноугольная система: нижний карбон // Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1948. Т. 4. Ч. 1. С. 84–150.

Швецов М.С., Бирина Л.М. К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков района Михайлов-Алексин // Тр. Моск. геол. треста. 1935. Вып. 10. 85 с.

Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow sineclise (Russian platform): stratigraphy and sea-level change // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 149–168.

Бражнікова Н.Э., Потієвська П.Д. Наслідки вивчення форамініфер за матеріалами свердловин західної окраїни Донбасу // Зб. праць з палеонтології та стратиграфії. 1948. І. Вип. 2. С. 76–104.

Brenckle P.L. Foraminiferal division of the Lower Carboniferous/Mississipian in North America // Intercontinental correlation and division of the Carboniferous System. Frankfurt a. M.: Courier Forsch.-Inst. Senkenberg, 1990. V. 130. P. 65–78.

Brenckle P.L., Grelecki C.J. Type Archaediscacean foraminiferes (Carboniferous) from the former Soviet Union and Great Britain // Cushman Found. Spec. Public. № 30. 1993. 59 p.

Conil R., Lys M. Criteres micropaleontologiques essentiels des formations – types du Carbonifera (Dinantien) du bassin Franco – Belge // Compte Rendu V Congr. Intern. Strat. Geol. Carbonif. Paris. 1963. V. 1. P. 325–333.

Danham R.G. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1962. № 1. P. 108–121.

Flugel E. Microfacies analysis of limestone // Berlin: Springer-Verlag, 1982. 633 p.

Gibshman N.B., Akhmetshina L.Z. Micropaleontologic basic for determination of the Mid-Carboniferous boundary in the North Caspian syneclise // Intercontinental correlation and division of the Carboniferous System. Frankfurt a. M.: Courier Forsch.-Inst. Senkenberg. 1990. V. 130. P. 273–296.

Gibshman N.B. Foraminifera and palaeogeography of the Eurasia Serpukhovian Stage // Abstract. XIV International Congress on the Carboniferous-Permian, Calgary, Canada. 1999. P. 42.

Ginsburg R.N. Bich rock in South Florida // J. Sediment. Petrolog. V. 23. 1953. P. 85–92.

Ginsburg R.N. Environmental relationships of grain size and constitution particles in some south Florida carbonate sediments // Bull. Amer. Assos. Petrol. Geologist. 1956. № 40. P. 2384–2487.

Lipina O.A., Reitlinger E.A. Stratigraphie zonale et paleozoogeographie du Carbonifere inferieur d'apres les Foraminiferes // Compte Rendu VI Congres. Intern. Strat. Geol. Carbonif. Sheffield (1967). Sheffield: 1970. V. III. P. 1101–1112.

Mamet B.L. Note taxonomique sur Zellerinella nomen novum (Foraminiferida, Eostaffellidae) // Geobios. 1981. V. 14. P. 140.

Mamet B.L., Skipp B.A. Lower Carboniferous calcareous foraminifera: preliminary zonation and stratigraphic implications for the Mississipian of North America // Compte Rendu VI Congres. Intern. Strat. Geol. Carbonif. Sheffield (1967). Sheffield. 1970. V. III. P. 1129–1145.

Mamet B.L., Skipp B.A. Preliminary foraminiferal correlation of early Carboniferous strata in North American Cordillera // Collogue sur la stratigraphie du Carbonifere. Les Congres et Colloques de l'Universite de Liege, 1970. V. 55. P. 327–348.

Mizuno Y., Ueno K. Conodont and foraminiferal faunal changes across the Mid-Carboniferous boundary in the Hina Limestone Group, Southwest Japan // Compte Rendu XIII Congr. Inter. Stratigr. Geol. Carbon. and Permian Krakow. 1997. Part. 3. P. 189–200.

Rich M. Carboniferous calcareous foraminifera from northeastern Alabama, south-central Tennessee, and north-western Georgia // Cushm. Found. Foram. Res. Spec. Publ. 1980. № 18. 62 p.

Skompsky S., Alekseev A.S., Nieschner D. et al. Conodont distribution across the Visean/Namurian boundary // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1995. V. 188. P. 177–209.

Ueno K., Nakazawa T. Carboniferous foraminifers from the lowermost part of the Omi Limestone Group, Niigata Prefecture, central Japan // Science Report of the Ins. of Geoscience Univ. of Tsukuba. Sec. B. 1993. V. 14. 51 p.

Vdovenko M.V., Aizenverg D.Y., Nemirovskaya T.I. et al. An overview of Lower Carboniferous biozones of the Russian Platform // J. Foraminif. Research. 1990. V. 20. № 3. P. 184–194.

Warthin A.S. Micropaleontology at Wefumka, Wewoka and Holdenville formation // Oklah. Geol. Surv. Bull. 1930. № 53. P. 1–95.

Wilson J.L. Carbonate facies in geological history // Berlin-New York . Springer-Veglag. 1975. 471 p.

Zeller D.E.N. Endothyroid foraminifers and ancestal fusulinids from the type Chesterian (Upper Mississipian) // J. Paleontol. 1953. V. 27. № 2. P. 183–199.

Рецензент А.С. Алексеев

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2003, том 11, № 1, с. 64–77

УДК 551.762.1/.2 (234.9)

ПРОБЛЕМА КОРРЕЛЯЦИИ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

© 2003 г. Д. И. Панов

Московский государственный университет, Москва

Поступила в редакцию 15.11.2000 г.

Дано описание сводных стратиграфических разрезов нижне-среднеюрских (докелловейских) отложений северного склона, осевой части и южного склона Большого Кавказа (в его центральной части). Во всех трех разрезах выделены свиты и подсвиты, приведены их стратотипы, дана фаунистическая характеристика. На основе выделения единых для всего юрского бассейна Большого Кавказа этапов осадконакопления проведено сопоставление прекрасно палеонтологически охарактеризованных свит разреза северного слона с соответствующими свитами в разрезах осевой части и южного склона, для которых палеонтологические данные либо отсутствуют, либо явно недостаточны. В результате удается установить возраст свит и подсвит в разрезах осевой части и южного склона с большой точностью – до подъярусов и зон. Ранее возраст этих подразделений определялся в чрезвычайно широких пределах, а некоторые из свит вообще исключались из юры и относились рядом исследователей к палеозою – триасу. Рассмотрен также вопрос о соотношении среднеюрских (аален – бат) и вышележащих келловейских – верхнеюрских отложений для разрезов северного склона, осевой части и южного склона.

Ключевые слова. **Большой Кавказ, нижняя и средняя юра, свиты, подсвиты, сопоставление разрезов, ярусы и зоны.**

ВВЕДЕНИЕ

Одной из сложнейших и до сих пор нерешенных проблем стратиграфии нижней и средней юры Большого Кавказа является расчленение и датировка очень сложно дислоцированных, мощных, однообразных по составу и слабо фаунистически охарактеризованных толщ осевых частей и южного склона. Если расчленение отложений на свиты для отдельных районов уже существует, то датировка этих свит до настоящего времени остается более чем спорной. Достаточно сказать, что часть свит рядом авторитетных специалистов (Афанасьев, 1956; Афанасьев и др., 1975; Мельников, 1967; Мельников и др., 1977; Эдилашвили и др., 1979) вообще исключается из юры и относится к палеозою или триасу. Дискуссионным является и вопрос о возрасте верхней части толщ и их соотношении с верхней юрой.

Единственно возможный путь решения этой проблемы – сопоставление разрезов нижне-среднеюрских отложений осевой части и южного склона Большого Кавказа с разрезами северного склона, детально расчлененными и фаунистически хорошо охарактеризованными. При недостатке палеонтологических данных на южном склоне в основу такого сопоставления может быть положено выделение в разрезах северного и южного склонов толщ отложений – свит, отвечающих этапам геологического развития (циклам седиментации) этих зон, с последующим сопоставлением свит, принадлежащих аналогичным этапам, общим уже для всего бассейна Большого Кавказа. Такое сопоставление проводилось ранее нами для Западного Кавказа (Панов, Пруцкий, 1983), В.И. Зесашвили (1970) для Центрального Кавказа, но наиболее благоприятным для этой цели является пересечение Центрального Кавказа вдоль Военно-Грузинской дороги. Здесь еще в 1932 г. В.П. Ренгартеном (1932) была разработана схема стратиграфического расчленения нижне-среднеюрских отложений осевой части и южного склона, сохраняющая свое значение до наших дней. Однако возраст выделенных им свит никогда точно не определялся и до сих пор является предметом дискуссий. В то же время здесь, в наиболее суженной части Большого Кавказа, разрезы северного склона, осевой части и южного склона, принадлежащие к трем разным структурно-фациальным зонам (Панов, 1988, 1995), оказались тесно сближенными, что облегчает возможность их корреляции. Далее в тексте статьи дается анализ стратиграфических разрезов этих зон и их корреляция на основе указанных выше принципов. При этом из рассмотрения исключены отложения келловейского яруса, поскольку на Кавказе они отделены от подстилающих нижне-среднеюрских угловым несогласием, образуют единый стратиграфический комплекс с вышележащими

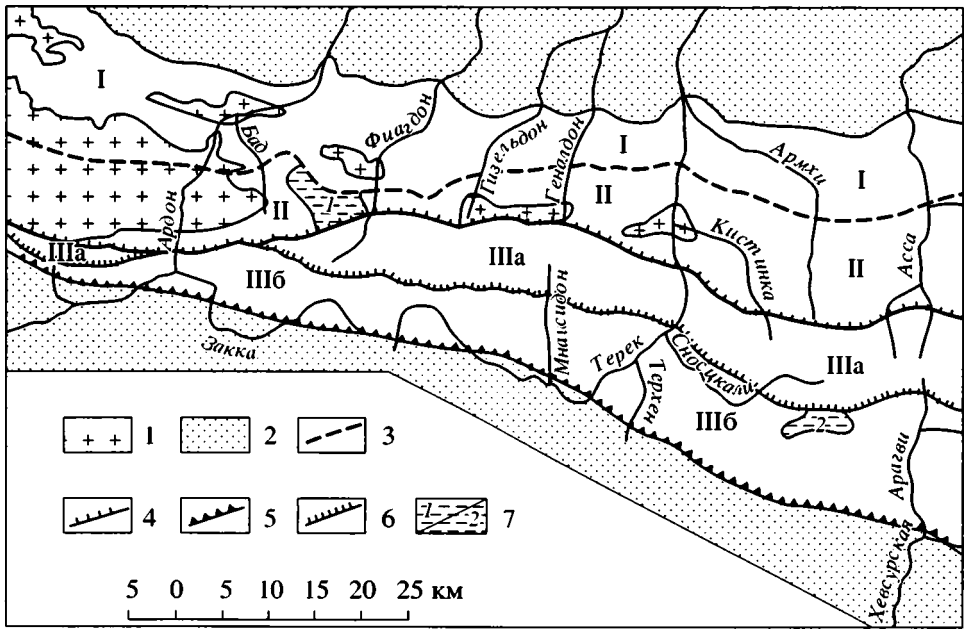


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования центральной части Большого Кавказа для ранней–средней юры.

1 – доюрские образования; 2 – келловей, верхняя юра, мел, кайнозой; 3 – Бурон-Ларский (Нелхский) разлом; 4 – Шаухохский надвиг; 5 – Тибский надвиг; 6 – прочие надвиги; 7 – тектонические покровы: *1* – Фиагдонский, *2* – Чаухский. I–III – зоны: I – Дигоро-Осетинская, II – Псеашхинская, III – Бзыбско-Казбекская: а – выходы циклаурской, казбекской свит, изредка – гудошаурской, б – выходы казбекской, гудошаурской, бусарчильской свит.

верхнеюрскими и должны рассматриваться совместно с ними. Там существуют свои проблемы, не связанные с теми, что обсуждаются в настоящей статье.

Все определения аммонитов, приведенные в тексте без ссылок на литературные источники, выполнены В.П. Казаковой. Описания и изображения аммонитов имеются в работах В.П. Казаковой (1971, 1984, 1987), Г.Я. Крымгольца (1961), М.В. Топчишвили (1990), Н.Г. Химшиашвили (1975).

ДИГОРО-ОСЕТИНСКАЯ ЗОНА

Самая северная зона соответствует северному борту лейас-ааленского бассейна Центрального Кавказа (рис. 1). Нижне- и среднеюрские отложения здесь трансгрессивно, с угловым несогласием налегают на палеозойское основание и сложены мелководно-морскими толщами, четко стратифицированными и хорошо фаунистически охарактеризованными (Панов, 1997б). Перерывами в осадконакоплении они разделяются на три стратиграфических комплекса: синемюр-нижнеплинсбахский (садонская свита), верхнеплинсбах-тоар-ааленский (мизурская свита и ардонская серия) и байосско-батский (згидская свита).

Садонская свита (синемюр–нижний плинсбах) – фациально изменчивая толща кварцевых гравелитов и разнозернистых песчаников, углистых, иногда графитизированных аргиллитов и алевролитов, андезитовых и дацитовых лав, их туфов, туффитов и других вулканогенно-осадочных образований. Все эти породы залегают в виде чередующихся линзовидных пластов, причем в северных разрезах доминируют вулканиты, а к югу они постепенно замещаются терригенными породами, которые у южной границы зоны слагают до 90–95% свиты. Тем самым происходит замещение садонской свиты кистинской, развитой в более южной Псеашхинской зоне (см. ниже). Мощность садонской свиты достигает 700–800 м у южной границы зоны и резко сокращается к северу до полного выклинивания в северных выходах по Уруху. Нижнеюрский возраст садонской свиты установлен находками растительных остатков (опр. А.Н. Криштофович); ее принадлежность к нижнему и среднему лейасу – определением пелеципод и брахиопод (В.Ф. и Г.Т. Пчелинцевы, А.С. Моисеев). Согласное налегание на нее у южной границы зоны верхнеплинсбахских отложений и сопоставление с аналогичными по составу и стратиграфическому положению свитами южного склона (Панов, Гущин, 1987) определяет возраст садонской свиты как синемюр–нижний плинсбах.

Мизурская свита (верхний плинсбах) залегает с размывом на садонской, а в местах ее отсутствия

трансгрессивно переходит непосредственно на палеозойский фундамент. В своем типичном виде мизурская свита состоит из трех подсвит. Нижняя (0–75 м) – песчаники и алевролиты с мелкой галечкой и прослоями гравелита, с растительными остатками, местами с линзами известняка-ракушечника. Средняя (40–115 м) – алевролиты и аргиллиты с конкрециями сидерита и прослоями известняков с Amaltheus spp. Верхняя подсвита, образующая основную часть свиты (115–250 м), сложена мелкозернистыми плитчатыми песчаниками с Amaltheus spp. (рис. 2, разрез 1). В южном направлении песчаный материал замещается глинисто-алевритовым, свита утрачивает трехчленное строение и представлена уже единой толщей песчано-глинистых алевролитов с прослоями тонкозернистых песчаников. У южной границы зоны она согласно залегает на садонской свите, достигает 600 м мощности и к югу от Бурон-Ларского разлома замещается нижней частью циклаурской свиты, свойственной уже Псеашхинской зоне (см. ниже). Непосредственный переход садонской свиты в кистинскую, а мизурской в нижнюю часть циклаурской в зоне Бурон-Ларского разлома описан (Авдонин, 1963) на правобережье Ардона.

Ардонская серия – однообразный комплекс чередующихся глинисто-алевритовых и песчано-алевро-глинистых толщ. Она согласно сменяет мизурскую свиту и подразделяется на четыре регрессивно построенных ритма. Первый (галиатская–ксуртская свиты), второй (джимаринская свита) и третий (салгирская – койрахская свиты) образованы глинисто-алевритовыми толщами, вверх постепенно сменяющимися песчано-алевритовыми. Четвертый ритм – неполный, сложенный глинисто-алевритовой толщей фортаухской свиты. Появление в верхних частях ритмов песчано-алевритовых толщ связано с распространением на территорию Дигоро-Осетинской зоны дистальных частей Аварского подводного конуса выноса (Панов, 1997б), располагавшегося восточнее, в Агвали-Хивской зоне.

Галиатская свита (нижняя часть нижнего тоара) сложена черными аргиллитами с конкрециями сидерита, с редкими прослоями алевролитов и песчаников и содержит Dactylioceras tenuicostatum J. et B., D. semicelatum Simps., Hildaites cf. serpentinum Rein., Harpoceratoides cf. alternatus Simps., что определяет ее принадлежность к зоне D. tenuicostatum и нижней части зоны H. falcifer. Мощность галиатской свиты колеблется в пределах 120–480 м.

Ксуртская свита (верхняя часть нижнего тоара) слагается глинистыми алевролитами с частыми прослоями и пластами мелкозернистого песчаника и многочисленными пачками чередования песчаников и алевролитов. Она содержит Harpoceras cf. falcifer Sow., Hildaites aff. levisoni Simps., Hildoceras cf. bifrons Brug., Dactylioceras commune Sow., что определяет принадлежность свиты к верхней части зоны H. falcifer и зоне H. bifrons. Мощность ее возрастает с северо-запада на юго-восток от 300 до 750 м.

Джимаринская свита (верхний тоар) представлена толщей аргиллитов и полосчатых песчано-глинистых алевролитов, которая венчается пачкой (100–170 м) чередования пластов мелкозернистых песчаников с алевролитами и аргиллитами. Общая мощность свиты увеличивается с запада на восток от 160 до 650 м. Находки аммонитов Phymatoceratinae, Grammoceras ex gr. thouarsense Orb., Pseudogrammoceras fallaciosum Bayle, Dumortieria cf. gundershofensis Buckm. устанавливают присутствие в составе свиты всех трех зон верхнего тоара.

Салгинская свита (верхи зоны D. levesquei верхнего тоара и нижний аален) сложена черными аргиллитами и тонкополосчатыми глинистыми алевролитами мощностью 320–1000 м. В основании ее еще встречаются верхнетоарские Dumortieria sp., Pleydellia sp., а основная часть свиты содержит нижнеааленские Leioceras opalinum Rein.

Койрахская свита (верхняя часть нижнего и нижняя часть верхнего аалена) образована чередованием пачек черных аргиллитов с прослоями алевролитов и пачек частого переслаивания мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов и содержит в нижней части Leioceras ex gr. comptum Rein., Tmetoceras cf. scissum Ben., а выше Staufenia spp., Ludwigia murchisonae Sow., что определяет принадлежность свиты к верхам зоны L. opalinum и низам зоны L. murchisonae. Мощность свиты возрастает с запада на восток от 200 до 1100 м.

Фортаухская свита (верхний аален – низы нижнего байоса) – однообразная толща аргиллитов и глинистых алевролитов мощностью 250–750 м, с Staufenia spp., Graphoceras concavum Sow., Tatrophylloceras subglobosum Besn., что указывает на присутствие в ее составе зон L. murchisonae, Gr. concavum и низов зоны S. sowerbyi.

Згидская свита (байос) трансгрессивно, с базальным горизонтом (органогенно-обломочные известняки или массивные песчаники с гальками) в основании залегает на разных частях фортаухской свиты. Она представляет собой однообразную толщу аргиллитов или глинистых алевролитов с линзовидными пластами мергелистого алевролита, с крупными караваями сидерита, а местами и с довольно мощными песчаниковыми пачками на нескольких уровнях. Мощность згидской свиты в конкретных разрезах резко меняется от 1500 м до 0 м за счет предкелловейского размыва. Находки аммонитов Witchellia sayni Haug., Sonninia sp., Stephanoceras humphriesianum Sow., Partschiceras abichi Uhl., Leptosphinctes spp., Garantiana ex gr. alti-

costa Wetz., Parkinsonia rarecostata Buckm., P. parkinsoni Sow. (Безносов, 1967) свидетельствуют о присутствии в составе свиты всех зон нижнего и верхнего байоса. Батские отложения в разрезе Дигоро-Осетинской зоны отсутствуют.

С размывом, а местами и с угловым несогласием до 80° отложения згидской свиты перекрываются трансгрессивно залегающими фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего келловея. Имеющиеся в литературе (Безносов, 1967; Юра Кавказа, 1992) указания на средне-верхнебатский возраст залегающей в основании этих отложений таргимской свиты – явное недоразумение, так как в ней имеются находки несомненно нижнекелловейских аммонитов (Объяснительная записка..., 1973) при полном отсутствии каких-либо батских форм.

ПСЕАШХИНСКАЯ ЗОНА

Впервые эта зона выделена на северо-западном Кавказе (Панов, Пруцкий, 1983) и в современной структуре соответствует осевой части Большого Кавказа. В бассейне Терека располагается между Бурон-Ларским разломом на севере и Шаухохским на юге (рис. 1). Последний разлом был впервые установлен и показан на геологической карте и профиле на правом берегу Терека В.П. Ренгартеном (1932) под названием Казбекского надвига, ограничивавшего с юга "Дарьяльскую подзону", надвинутую на более южную "Казбекско-Гудошаурскую зону". В.П. Ренгартен считал при этом, что по разлому "туфы, порфириты и сланцы циклаурской свиты" надвинуты на казбекскую свиту. Наши наблюдения показали, что по этому разлому отложения циклаурской свиты северного типа и вышележащей ларской свиты (см. ниже) надвинуты на породы циклаурской свиты южного типа. Благодаря геолого-съемочным работам Н.Л. Энна (1991), этот разлом, уже под названием Шаухохского, удалось проследить к западу до р. Фиагдон как границу Псеашхинской (Адайхох-Дарьяльская, по Н.Л. Энна) и Бзыбско-Казбекской (центральная и южного склона, по Н.Л. Энна) структурно-фациальных зон, резко отличных по своей тектонической структуре и строению разреза нижнеюрских отложений.

Нижнеюрские отложения Псеашхинской зоны трансгрессивно (но, как правило, без углового несогласия) налегают на разные горизонты верхнекаменноугольных и пермских отложений и характеризуются большой мощностью, непрерывностью разреза и постдиагенетической измененностью пород до стадии прото- и мезометагенеза (Чичуа и др., 1985), что и дало повод ряду исследователей отнести их к палеозою – триасу. Они интенсивно дислоцированы и прорваны многочисленными секущими дайками диабазов. Разрез нижнеюрских отложений подразделяется на 3 согласно залегающие свиты (Панов, 1995; Юра Кавказа, 1992): кистинскую, циклаурскую и ларскую (рис. 2, разрез II). Две нижние свиты, как уже ранее отмечалось, некоторыми исследователями относятся к палеозою – триасу.

Кистинская свита (синемюр – нижний плинсбах), выделенная В.П. Ренгартеном (1932), представляет собой базальный горизонт юрского разреза. Это фациально изменчивая толща чередования пачек и пластов кварцитовидных песчаников и гравелитов и пачек глинисто-алевритовых сланцев, часто углистых, с растительными остатками.

В.П. Ренгартен не назвал стратотипического разреза свиты, указав только, что наиболее полно она развита в долине р. Кистинка. В качестве лектостратотипа может быть предложен разрез по правому берегу р. Мидаграбиндон (название р. Гизельдон в верховье) под г. Скарон, где кистинская свита вскрыта полностью, прекрасно обнажена и фаунистически охарактеризована. Со следами размыва на закарстованной поверхности пермских известняков здесь залегают:

1. Чередование линзовидных пластов разнозернистых кварцитовидных песчаников и кварцево-кремневых гаврелитов. Мощность 5–6 м.

2. Черные углистые глинисто-алевритовые сланцы с линзовидными прослоями разнозернистых кварцитовидных песчаников и гравелитов, с обилием растительных остатков и пелециподами Chlamys ex gr. textoria Schl., Meleagrinella aff. neglecta Moberg, Oxytoma ex gr. inaequivalvis Sow. Мощность 25–30 м.

3. Массивные разнозернистые кварцитовидные песчаники с прослоями гравелитов. Мощность 35–40 м.

4. Чередование пластов (2–20 м) черных глинисто-алевритовых сланцев и серых мелкозернистых кварцитовидных песчаников. Остатки пелеципод Aequipecten cf. priscus Schl., Avicula yaltensis Moiss., Cardinia aff. copides Ryckh. Мощность 150–165 м.

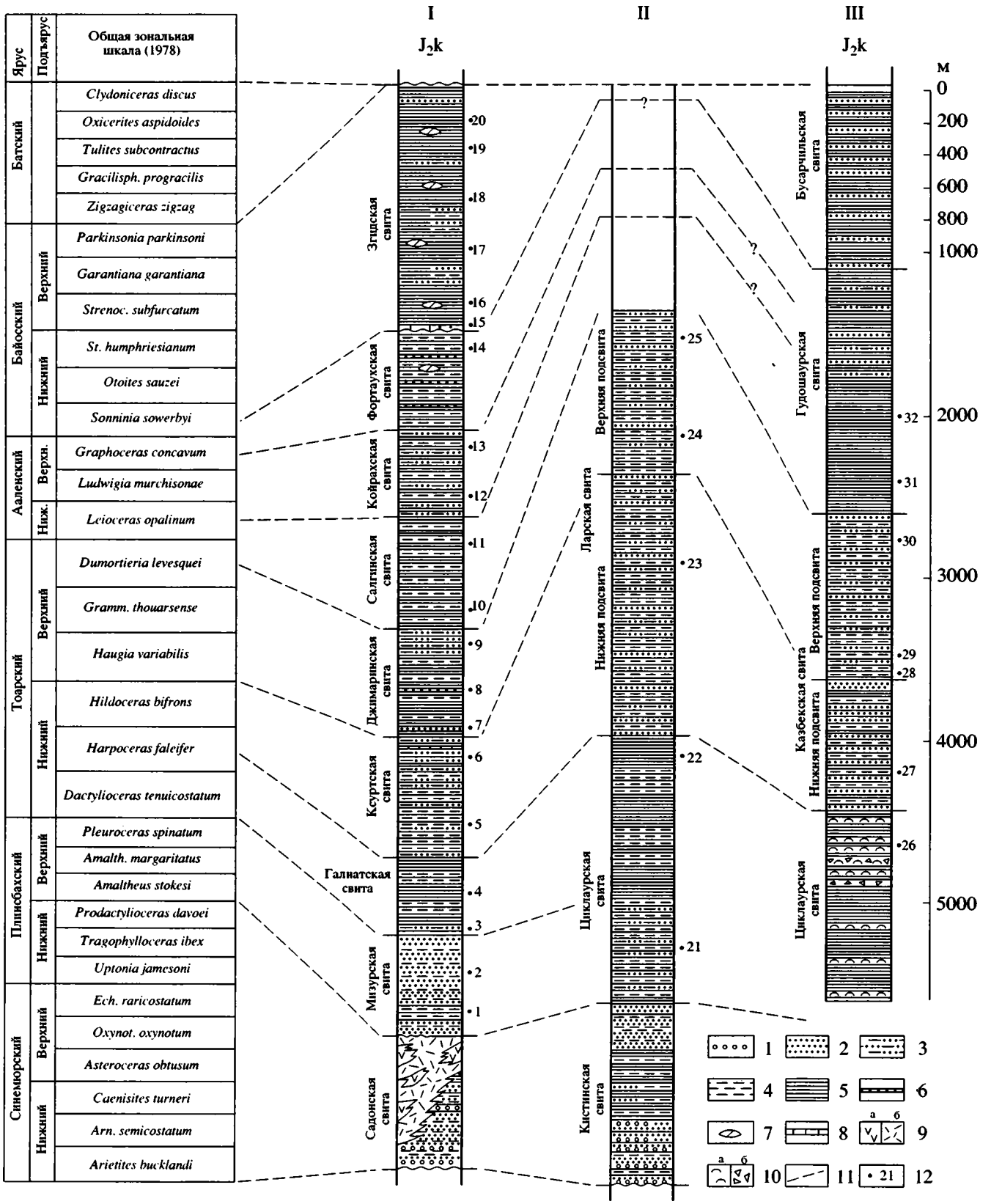
5. Пачки массивных грубозернистых кварцитовидных песчаников с прослоями гравелита, чередующиеся с подчиненными пачками углистых глинисто-алевритовых сланцев, также с линзами гравелитов. Мощность 150 м.

6. Равномерное чередование пачек мелкозернистых кварцитовидных песчаников и черных глинисто-алевритовых сланцев, с остатками пелеципод Parallelodon similis Terq., Lima cf. exaltata Terq. Мощность 225–250 м.

7. Черные глинистые и полосчатые глинисто-алевритовые сланцы с пластами, а внизу и с многочисленными пачками (до 5–10 м) мелкозернистых кварцитовидных песчаников. Мощность 220–225 м.

8. Чередование пластов массивных мелкозернистых кварцитовидных песчаников и полосчатых алевритовых сланцев. Встречаются пачки массивных песчаников до 20 м и редкие линзовидные прослои гравелита. Мощность 215–225 м.

Выше кистинская свита согласно перекрывается глинистыми сланцами циклаурской свиты.


Ярус
Подъярус
Общая зональная шкала (1978)
Батский
Байосский
Аленский
Тоарский
Плинсбахский
Синемюрский
Верхний
Нижний
Верхн.
Ниж.
Clydoniceras discus
Oxicerites aspidoides
Tulites subcontractus
Gracilisph. progracilis
Zigzagiceras zigzag
Parkinsonia parkinsoni
Garantiana garantiana
Strenoc. subfurcatum
St. humphriesianum
Otoites sauzei
Sonninia sowerbyi
Graphoceras concavum
Ludwigia murchisonae
Leioceras opalinum
Dumortieria levesquei
Gramm. thouarsense
Haugia variabilis
Hildoceras bifrons
Harpoceras faleifer
Dactylioceras tenuicostatum
Pleuroceras spinatum
Amalth. margaritatus
Amaltheus stokesi
Prodactylioceras davoei
Tragophylloceras ibex
Uptonia jamesoni
Ech. raricostatum
Oxynot. oxynotum
Asteroceras obtusum
Caenisites turneri
Arn. semicostatum
Arietites bucklandi
I
II
III
J2k
Згидская свита
Фортаухская свита
Койрахская свита
Салгинская свита
Джимаринская свита
Ксуртская свита
Галиатская свита
Мизурская свита
Садонская свита
Верхняя подсвита
Ларская свита
Нижняя подсвита
Циклаурская свита
Кистинская свита
Бусарчильская свита
Гудошаурская свита
Верхняя подсвита
Казбекская свита
Нижняя подсвита
Циклаурская свита
м
0
200
400
600
800
1000
2000
3000
4000
5000
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

В стратотипе и других полных разрезах свита имеет трехчленное строение. Нижняя часть (400 м по р. Мидаграбиндон, сл. 1–5, более 250 м по р. Кистинке) отличается преобладанием в разрезе грубозернистых песчаников и гравелитов; здесь же очень характерны и пачки углистых глинисто-алевритовых сланцев, часто "мусорного" типа, обогащенных рассеянным кварцевым гравием. В средней части свиты (420 м) преобладают глинисто-алевритовые породы, хотя по р. Мидаграбиндон (сл. 6–7) и здесь многочисленны пачки кварцитовидных песчаников, но уже мелкозернистых. Верхняя часть (соответственно 225 и 330 м) сложена в основном пачками мелкозернистых кварцитовидных песчаников с подчиненными пачками глинисто-алевритовых сланцев. Обломочная часть песчаников и гравелитов в нижней части свиты на 95% представлена зернами кварца, в песчаниках верхней части зерна кварца составляют примерно 40%, обломки плагиоклазов – 15%, остальное – обломки пород. В ряде мест (по рекам Мидаграбиндон, Геналдон, Терек) отмечаются линзы вулканогенных пород кислого состава: альбитофиров и их туфов. Общая мощность кистинской свиты около 1000–1100 м. Преимущественно кварцевый состав пород, присутствие каолинита говорит о том, что отложения кистинской свиты образовались за счет размыва и переотложения доюрской коры выветривания (Иванов, 1963).

Помимо стратотипа нормальные стратиграфические контакты кистинской свиты с подстилающими образованиями наблюдаются в истоках рек Бад, Цариитдон (правый приток р. Фиагдон) и Геналдон, где она залегает трансгрессивно либо на различных слоях пермских известняков, либо на кварцитах и алевролитах верхнего карбона. На Тереке, по нашим наблюдениям, стратиграфические контакты сорваны и породы кистинской свиты тектонически контактируют с палеозойскими гранитоидами Дарьяльского и Гвилетского массивов и фрагментами вмещающих их верхнекаменноугольных отложений. Однако по данным геолого-съемочных работ (Кипиани, 1984), и здесь на отдельных участках зафиксировано трансгрессивное налегание пород кистинской свиты на денудированную поверхность гранитоидов. В гравелитах крайне редко, но все же обнаруживаются гальки плагиогранитов, аналогичных дарьяльским (Кипиани, 1984; Чихрадзе, 1975). Повсеместно кистинская свита согласно перекрывается глинисто-алевритовыми породами циклаурской свиты верхнего плинсбаха.

Даже этих данных достаточно, чтобы утверждать, что кистинская свита принадлежит не к палеозой-триасовому комплексу, а является базальным образованием юрского. Имеющиеся в литературе (Мельников и др., 1977) указания на находки в нижней части кистинской свиты верхнепермских брахиопод (г. Гургала на своде Дарьяльского массива) и табулят (верховье р. Бад) не подтвердились последующими исследованиями. Скорее всего, эти ископаемые происходят из пермских известняков и мергелей, подстилающих кистинскую свиту, как это и предполагает Г.А. Чихрадзе (1975). Не нашли подтверждения и сведения о находке в средней части кистинской свиты на правобережье р. Кистинки нижнетриасового аммонита Arctoceras sp. и триасовых криноидей на правобережье р. Мидаграбиндон (Мельников и др., 1977). Следует отметить, что криноидеи были определены с точностью до семейства (!), а аммонит признан неопределимым и лишь похожим на Arctoceras (?) sp. (Ежегодник по результатам..., 1960).

По составу, строению и стратиграфическому положению кистинская свита аналогична описанной выше садонской свите Дигоро-Осетинской зоны, причем в долинах Бада и Цариитдона фиксируется фациальное замещение одной свиты

Рис. 2. Схема сопоставления разрезов нижне-среднеюрских отложений Центрального Кавказа.

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – песчано-алеврито-глинистый переслой; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – конкреционные конгломераты; 7 – линзовидные пласты и конкреции мергелистого алевролита; 8 – известняки; 9 – лавы (а) и пирокласты (б) андезито-дацитового состава; 10 – лавы (а) и пирокласты (б) базальтового состава; 11 – границы свит и подсвит; 12 – места находок аммонитов. I–III – стратиграфические разрезы структурно-фациальных зон: I – Дигоро-Осетинская; II – Псеашхинская; III – Бзыбско-Казбекская. Находки аммонитов: 1 – Amaltheus margaritatus Montf., Am. (Pseudoamatheus) laevis Qu.; 2 – Amaltheus margaritatus Montf., Am. depressus Simps., Am. cf. stokesi Sow., Am. (Pseudoamaltheus) laevis Qu.; 3 – Hildaites cf. serpentinum Rein.; 4 – Dactylioceras semicelatum Simps., D. cf. tenuicostatum J. et B.; 5 – Harpoceras cf. falcifer Sow., Hildaites aff. levisoni Simps.; 6 – Dactylioceras commune Sow., Hildoceras cf. bifrons Brug.; 7 – сем. Phymatoceratinae; 8 – Grammoceras ex gr. thouarsense Orb., Pseudogrammoceras fallaciosum Bayle.; 9 – Dumortieria cf. gundershofensis Buckm.; 10 – Pleydellia mactra Dum., Dumortieria sp., 11 – Leioceras opalinum Rein.; L. cf. costosum Qu., L. cf. gotzendorfensis Dorn.; 12 – Leioceras ex gr. comptum Rein., Tmetoceras cf. scissum Ben.; 13 – Staufenia (Costileioceras) sinon Bayle, St. (C.) opalinoides Mayer., St. (C.) cf. sehndensis Hoffm., Ludwigia murchisonae Sow.; 14 – Graphoceras cf. concavum Sow., Tatrophylloceras subglobosum Besn.; 15 – Witchellia sauni Haug; 16 – Sonninia sp., Emileia sp.; 17 – Stephanoceras humphriesianum Sow.; 18 – Partschiceras abichi Uhl., Leptosphinctes spp.; 19 – Garantiana ex gr. alticosta Wetz.; 20 – Parkinsonia rarecostata Buckm.; P. subarietis Wetz., P. parkinsoni Sow.; 21 – Amaltheus cf. laevigatus How.; 22 – Harpoceratoides sp.; 23 – Polyplectus sp.; 24 – Haugia variabilis Orb.; 25 – Dumortieria cf. munieri Haug.; 26 – Amaltheus subnodosus J. et B., Am. striatus How. (в Кахетии, по р. Стори); 27 – Dactylioceras sp., Nautilus austracoides J. et B.; 28 – Haugia sp., Denckmannia sp.; 29 – Grammoceras thouarsense Orb.; 30 – Dumortieria cf. bleicheri Ben., Pleydellia cf. subcompta Br.; 31 – Pleydellia mactra Dum.; 32 – Leioceras opalinum Rein.

другой. Одновозрастность свит подтверждается и палеонтологическими данными. Пелециподы, найденные в разрезе кистинской свиты по р. Мидаграбиндон (см. выше), характерны, по мнению определявших их Г.Т. Пчелинцевой и Л.В. Сибиряковой, для нижнего и среднего лейаса. В гравелитах из низов кистинской свиты на периферии Дарьяльского массива найдена (Кипиани, 1984) пелециподa Lima cf. hausmanni Dum., по мнению определившего ее М.В. Топчишвили, также характерная для нижнего и среднего лейаса. Согласное перекрытие кистинской свиты палеонтологически охарактеризованными верхнеплинсбахскими отложениями и сопоставление с аналогичными по составу и стратиграфическому положению сванетской и сторской свитами южного склона (Панов, Гущин, 1987), для которых палеонтологически доказан синемюр-нижнеплинсбахский возраст, позволяет определить возраст и кистинской свиты как синемюр – нижний плинсбах.

Циклаурская свита (верхний плинсбах – низы нижнего тоара) согласно, но по резкой литологической границе следует за кистинской. В.П. Ренгартеном (1932) под этим названием выделена толща, "...в которой темные сланцы преобладают над более редкими и тонкими прослоями песчаников и кварцитов"; ее характерной особенностью он считал "пластовые массы диабазов и порфиритов". Наши исследования, работы грузинских коллег (Чихрадзе, 1979) и геологическое картирование (Письменский, Снежко, 1991) показали, что магматические образования в Псеашхинской зоне представляют собой дайковые тела, секущие складчатую структуру, и не могут служить стратиграфической характеристикой свиты. Соответственно, отложения циклаурской свиты в этой зоне мы называем циклаурской свитой северного типа в отличие от таковых южного типа в Бзыбско-Казбекской зоне (см. ниже), где действительно присутствуют синхронные вулканические образования.

Стратотип циклаурской свиты В.П. Ренгартеном также не был указан. В качестве лектостратотипа может быть предложен разрез на правом берегу р. Кистинка на склоне г. Молчекорт. Здесь согласно, но по достаточно резкой литологической границе на песчаники кистинской свиты налегают:

1. Массивные, линзовидно-полосчатые алевритовые и песчано-алевритовые сланцы с линзовидными прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность 50 м.

2. Тонкополосчатые глинисто-алевритовые сланцы с пластами массивных алевритовых сланцев. Мощность 400 м.

3. Массивные линзовидно-полосчатые алевритовые сланцы с подчиненными слоями темных глинисто-алевритовых сланцев и светлых песчано-алевритовых. Мощность 200 м.

4. Черные шелковистые глинистые сланцы с прослоями тонкополосчатых глинисто-алевритовых. Мощность 300 м.

5. Тонкополосчатые глинисто-алевритовые сланцы с подчиненными прослоями более грубополосчатых алевритовых. Мощность 700 м.

Выше согласно залегают песчано-глинисто-алевритовые породы ларской свиты.

В этом разрезе, как и в ряде других, циклаурская свита делится на две части, связанные постепенным переходом. Нижняя часть (около 650 м) сложена в основном массивными линзовидно-полосчатыми алевритовыми и песчано-алевритовыми сланцами; верхняя (1000 м) – черными глинистыми и тонкополосчатыми глинисто-алевритовыми сланцами.

В долине Терека к северу от Дарьяльского массива циклаурская свита вскрывается только фрагментами между разрывами, видимая мощность ее здесь всего 650 м. Тем не менее и здесь четко обособляются нижняя алевролитовая (с песчаниками) и верхняя преимущественно глинистая часть свиты. Это обстоятельство дало основание В.А. Мельникову (1967) выделить в междуречье Терека – Ассы нижнюю алевролитовую часть в самостоятельную белореченскую свиту, сократив таким образом объем циклаурской свиты до ее верхней глинисто-алевритовой части. Западнее, в междуречье Терека–Ардона циклаурская свита участвует в строении нескольких тектонических пластин, разделенных разрывами. Там, где сохранились стратиграфические контакты, видно, что она согласно, по резкой границе налегает на кистинскую свиту и также согласно перекрывается ларской. Вся циклаурская свита представлена здесь однообразной толщей черных глинистых или тонкополосчатых глинисто-алевритовых сланцев, среди которых отмечено несколько маломощных (до 1–3 м) горизонтов рассланцованных эффузивов (?) и вулканических туфов основного состава. Полная мощность свиты, судя по сохранившейся в отдельных пластинах, около 1500 м.

Возраст циклаурской свиты в настоящее время устанавливается достаточно точно. Стратиграфическое положение исключает возможность отнесения циклаурской свиты к палеозою – триасу, что предполагалось рядом исследователей (Афанасьев, 1956; Афанасьев и др., 1975; Эдилашвили и др., 1979). Нижняя, преимущественно алевролитовая часть свиты по своему составу, строению и стратиграфическому положению полностью аналогична мизурской свите у южной границы Дигоро-Осетинской зоны, фациально замещает ее в бассейне р. Бад, а следовательно должна с нею коррелироваться и относиться по возрасту к верхнему плинсбаху (рис. 2). Находка Amaltheus cf. laevigatus How. в нижней части циклаурской свиты на Тереке, а также сведения о находках Fuciniceras cf. boscense Reyn. на Тереке и в

истоках Олгитского ущелья на левобережье Армхи (Зесашвили, 1979) и Amaltheus sp., Calliphylloceras cf. bicicolae Men. по р. Асса близ устья ее правого притока р. Нелх (Топчишвили, 1988) это полностью подтверждают. Верхняя, преимущественно глинистая часть циклаурской свиты уверенно сопоставляется с аналогичной по составу и стратиграфическому положению галиатской свитой Дигоро-Осетинской зоны и относится к нижней части нижнего тоара (зона D. tenuicostatum – низы зоны H. falcifer), что также подтверждается палеонтологически находкой Hagroceratoides sp. по р. Асса (стратиграфически выше находок верхнеплинсбахских аммонитов).

Ларская свита (верхи нижнего тоара и верхний тоар) впервые выделена В.Н. Робинсоном (1948; неопубликованная работа) как песчано-алевроглинистая толща, согласно залегающая на глинистых породах циклаурской свиты. В.П. Ренгартеном эти отложения вместе с породами ардонской серии Дигоро-Осетинской зоны описывались под названием джерахской свиты, а в южной части района, особенно в бассейне р. Кистинка, где породы ларской свиты пронизаны диабазовыми дайками, они были включены в поле распространения циклаурской свиты.

Ларская свита в целом представляет собой четко слоистую толщу с преобладанием полосчатых песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых пород, с многочисленными прослоями и пластами песчаника. Она согласно залегает на породах циклаурской свиты, а с севера поле ее распространения ограничивается Бурон-Ларским (к востоку от Терека – Нелхским) разломом. В.Н. Робинсоном ларская свита была выделена в долине Терека между сел. Верхний и Нижний Ларс, однако этот разрез в качестве стратотипа непригоден, так как разрывами он расчленен на ряд пластин, сложенных фрагментами разных частей свиты. В качестве лектостратотипа может быть предложен разрез по р. Ханкол (правый исток р. Армхи), где отложения ларской свиты образуют единую моноклинально залегающую толщу и фаунистически охарактеризованы. На породах циклаурской свиты здесь согласно залегают:

1. Грубополосчатые песчано-глинистые алевритовые сланцы с неравномерно распределенными прослоями и отдельными пластами (до 10–15 см) мелкозернистых песчаников. Мощность 1050 м.

2. Тонкополосчатые глинисто-алевритовые сланцы с тонкими прослоями алевролитов и редкими прослоями мелкозернистого песчаника с Polyplectus sp. (опр. Е.П. Сергеевой). Мощность 345 м.

3. Грубополосчатые песчано-глинистые алевритовые сланцы. Мощность 100 м.

4. Тонкополосчатые глинисто-алевритовые сланцы. Встречаются отдельные пласты песчаника. Мощность 720 м.

5. Грубополосчатые песчано-глинистые алевритовые сланцы. Мощность 170 м.

6. Тонкополосчатые глинисто-алевритовые сланцы с Dumortieria cf. munieri Haug. Мощность 325 м.

Ларская свита в этом разрезе, как и на всем междуречье Терека–Архми–Ассы, подразделяется на две подсвиты. *Нижнеларская подсвита* (верхняя часть нижнего тоара) образована неравномерным чередованием пачек грубополосчатого переслаивания сантиметровых слоев светлого песчанистого алевролита и темного глинистого алевролита, обычно с прослоями и пластами песчаника, и пачек тонкополосчатых глинистых алевролитов, среди которых встречаются пакеты (5–15 см) частого флишоидного переслаивания мелкозернистых песчаников и глинисто-алевритовых пород. Мощность подсвиты составляет 1500–1700 м. *Верхнеларская подсвита* (верхний тоар) отличается от нижней преобладанием тонкополосчатых глинисто-алевритовых пород, хотя там встречаются и грубополосчатые и отдельные прослои песчаника. Видимая мощность подсвиты составляет 850–1200 м. Помимо уже отмеченного в описании стратотипа, на левом берегу Терека в ней найден аммонит Haugia variabilis Orb.

Западнее, на междуречье Ардона и Терека ларская свита, вскрывающаяся в тех же условиях, что и циклаурская, также четко подразделяется на две подсвиты. Нижнеларская подсвита здесь образована чередованием пачек (25–70 м) тонкополосчатых глинистых алевролитов и пачек (5–15 м) переслаивания мелкозернистых песчаников и песчанистых алевролитов. Общая мощность ее в разных пластинах составляет 350–370 м. Верхнеларская подсвита состоит из двух частей. Внизу это однородная толща тонкополосчатых глинистых алевролитов (550 м), а вверх она постепенно сменяется четко слоистой толщей грубополосчатых песчанистых и песчано-глинистых алевролитов с многочисленными прослоями песчаника и несколькими пластами известняка (775–865 м).

По своему строению и стратиграфическому положению нижнеларская подсвита уверенно сопоставляется (рис. 2) с ксуртской свитой Дигоро-Осетинской зоны и должна относиться по возрасту к верхам зоны H. falcifer и зоне H. bifrons нижнего тоара, чему не противоречит и находка Polyplectus sp. Верхнеларская подсвита по своему стратиграфическому положению и строению разреза (особенно на междуречье Ардона–Терека) также уверенно сопоставляется с джимаринской свитой и должна соответствовать верхнему тоару в полном объеме, что подтверждается находками аммонитов, характеризующих зоны H. variabilis и D. levesquei.

Непосредственно в Псеашхинской зоне Центрального Кавказа разрез юрских отложений на этом и заканчивается. Все описанные выше толщи интенсивно дислоцированы и прорваны секу-

щими дайками диабазов Казбекского комплекса (Письменский, Снежко, 1991), имеющими, по мнению большинства исследователей, байосский возраст. На Восточном Кавказе Псеашхинская зона продолжается Метлюта-Ахтычайской зоной (Панов, 1988), где разрез наращивается ааленскими отложениями, также дислоцированными и прорванными дайками диабазов. На правобережье Самура они несогласно перекрыты верхнеюрскими образованиями Шахдага. Можно предполагать, что отсутствие байосских и батских отложений в Псеашхинской зоне является первичным. Уже с начала байоса здесь возникает Центрально-Кавказская система поднятий, сложенных дислоцированными нижнеюрскими–ааленскими отложениями, которые были пронизаны дайками диабазов.

БЗЫБСКО-КАЗБЕКСКАЯ ЗОНА

Зона протягивается вдоль всего южного склона Большого Кавказа (Панов, 1988). В его центральной части она располагается между Шаухохским разломом на севере и Тибским (Варданянц, 1935) на юге (рис. 1). Последний представляет собой надвиг, по поверхности которого нижне-среднеюрские отложения Бзыбско-Казбекской зоны надвинуты на верхнеюрский-меловой флиш Чиаурского синклинория. Бзыбско-Казбекская зона соответствует осевому трогу бассейна Большого Кавказа и характеризуется непрерывностью разреза нижне-среднеюрских отложений, преобладанием среди них глубоководных глинистых или флишоидных толщ, почти лишенных ископаемых остатков организмов, присутствием вулканогенных образований основного состава. Отложения интенсивно дислоцированы и преобразованы до стадии прото- и мезометагенеза (Чичуа и др., 1985).

На Центральном Кавказе нижне-среднеюрские отложения Бзыбско-Казбекской зоны, подошва которых не вскрыта, подразделены В.П. Ренгартеном (1932) на 4 свиты: циклаурскую, казбекскую, гудошаурскую и бусарчильскую, контакты между которыми он считал тектоническими. Действительно, нижне-среднеюрские отложения образуют здесь чешуйчато-надвиговую систему аккреционного типа строения. Это серия тектонических пластин, разделенных надвигами, падающими к северу. Возраст отложений, слагающих пластины, последовательно омолаживается с севера на юг, а сами отложения в каждой пластине располагаются в нормальной стратиграфической последовательности с падением на север. Местами в одной пластине оказываются не одна, а две смежные свиты, что позволяет определить их нормальные стратиграфические соотношения и утверждать, что все свиты В.П. Ренгартена образуют единый непрерывный разрез (Панов, 1995).

В основании видимого разреза (рис. 2, разрез III) залегает **циклаурская свита** (верхний плинсбах – низы нижнего тоара), которая здесь, в отличие от Псеашхинской зоны, сложена исключительно глинистыми сланцами, среди которых заключены многочисленные покровы подушечных и массивных миндалекаменных базальтов и их лавобрекчий, спилитов, витрофиров, вариолитов, а также согласные субвулканические тела – силлы диабазов (Беридзе, 1981; Письменский, Снежко, 1991; Чихрадзе, 1979; и наши данные). Учитывая эти отличия, Н.Л. Энна (1991) выделил данные образования в две самостоятельные свиты: дзамарашскую и бугультинскую, что вряд ли правильно, так как именно здесь, в районе сел. Циклаури В.П. Ренгартен указывает типовой разрез циклаурской свиты. Мы называем ее циклаурской свитой южного типа.

Содержание вулканогенных образований в циклаурской свите меняется как по разрезу, так и на площади. Наибольшего развития они достигают в междуречье Ардона–Терека (в том числе в Фиагдонском тектоническом покрове) и в долине Терека, где, главным образом, в верхней части свиты выделяются толщи, в которых покровы вулканитов и пластовые тела диабазов достигают 30–60 м мощности и составляют до 60–80% разреза. Так, в долине Терека насчитывается 24 лавовых потока и 14 пластовых тел диабазов суммарной мощностью 299 м (Беридзе, 1981). Общая мощность толщ, содержащих вулканиты, может достигать 450–500 м. Столь же значительную роль магматические образования играют в строении циклаурской свиты в тектоническом покрове Чаухи (Ренгартен, 1932; Суханов, Цветков, 1975). Последний к востоку значительный выход магматических пород отмечен среди отложений циклаурской свиты в истоках р. Асса, в хребте Чингисклде, где нами описана пачка базальтовых покровов и диабазовых силлов с подчиненными слоями глинистых сланцев общей мощностью до 150 м.

В самых южных выходах мощные тела вулканитов и диабазов выклиниваются, и в отложениях циклаурской свиты присутствуют только отдельные пачки (до 10–40 м) и пласты (несколько метров) рассланцованных туфов, реже – подушечных базальтов. Это обстоятельство сближает отложения циклаурской свиты южного и северного (например, в междуречье Ардона–Терека) типа и подтверждает их одновозрастность.

Общая мощность циклаурской свиты южного типа превышает 1100 м. Обычно считается, что поле ее распространения ограничено с юга Адайком-Казбекским надвигом (Варданянц, 1935; Ренгартен, 1932), однако в некоторых местах, где циклаурская свита вскрывается к югу от него (истоки Фиагдона, правобережье р. Сносцкали, истоки Хевсурской Арагви), наблюдается соглас-

ное налегание на циклаурскую свиту вышележащей казбекской свиты. Мы считаем циклаурскую свиту южного типа одновозрастной с одноименной свитой северного типа, возраст которой точно установлен. Некоторым подтверждением этому могут служить находки верхнеплинсбахских аммонитов Amaltheus subnodosus Joung et Bird, Am. striatus How. (опр. Н.Г. Химшиашвили) в толще глинистых сланцев с горизонтами подушечных лав спилитов и их пирокластов (т.е. аналог циклаурской свиты южного типа) на восточном продолжении Бзыбско-Казбекской зоны в Кахетии, в долине р. Стори (Пруидзе, 1979).

Казбекская свита (верхи нижнего тоара – верхний тоар) согласно залегает на циклаурской и также согласно перекрывается гудошаурской свитой. В.П. Ренгартен (1932) выделил под этим названием "свиту полосчатых глинистых сланцев с частыми прослоями полосчатых же кварцитов", ..."великолепные обнажения"...которой ..."можно видеть в левом борту долины Терека между сел. Казбеги и Паншети (с. 18). В этом разрезе, который можно считать стратотипом, как и на всей остальной площади, казбекская свита четко делится на две подсвиты.

Нижнеказбекская подсвита (верхняя часть нижнего тоара) образована неправильным чередованием пачек (10–60 м) массивных песчаников в пластах 0.5–2.5 м, разделенных подчиненными прослоями полосчатых глинисто-алевритовых сланцев, и пачек (15–90 м) тонкополосчатых глинисто-алевритовых сланцев, среди которых также могут быть прослои песчаников. Сами песчаники тоже тонкополосчатые, мелкозернистые, слюдистые, в основании пластов массивные, выше – с горизонтальной и конволютной слоистостью. В некоторых пластах отмечается градационная структура и флишевые иероглифы на подошве. В целом такие пачки часто имеют флишоидный облик. Соотношение песчаных и глинисто-алевритовых пачек в разрезе не остается постоянным. В истоках Фиагдона роль последних падает, их мощность не превышает 10–30 м, они содержат очень много песчаных прослоев, а песчаные пачки слагают до 60–70% всего разреза. По р. Хевсурской Арагви в северных выходах, наоборот, падает роль песчаных пачек; они более редки, а глинисто-алевритовые пачки возрастают в мощности до 60–80 м, изредка до 120 м, но зато особенно четко полосчаты, с тонким чередованием глинисто-алевритовых и песчано-алевритовых сланцев. По своему облику нижнеказбекская подсвита здесь сходна с нижнеларской подсвитой Псеашхинской зоны. В самых южных выходах по Хевсурской Арагви нижнеказбекская подсвита, напротив, резко опесчанивается и на 50–80% сложена песчаниками, которые ритмично чередуются с полосчатыми глинисто-алевритовыми сланцами. В песчаниках четко выражена градационная структура, перекрестная, волнистая и конволютная слоистость, крупные слепки борозд размыва в основании пластов, и вся толща имеет типичный облик проксимального флиша. Видимая мощность нижнеказбекской подсвиты в отделенных тектонических чешуях не превышает 500–800 м. Мощность подсвиты в единственном полном разрезе в истоках Фиагдона также 800 м.

Верхнеказбекская подсвита (верхний тоар) повсеместно представляет собой четко слоистую толщу полосчатых глинисто-алевритовых сланцев с очень частыми прослоями песчанистых алевролитов и многочисленными прослоями песчаника. Лишь иногда выделяются пачки (до 40 м) со сближенными пластами песчаника до 0.5–1.5 м. В некоторых местах (р. Мнаисидон, р. Терхен, левобережье р. Сносцкали) подсвита приобретает типичный облик тонкоритмичного дистального флиша с частым чередованием слоев песчанистого алевролита, переходящего в тонкозернистый песчаник (2–5 см), и глинистых сланцев (8–15 см) с отдельными, но довольно многочисленными пластами (20–35 см) песчаника. Нижняя поверхность пластов резкая, вверху отмечается волнистая и косая слоистость. Местами эта флишоидная толща более груборитмична: глинистые сланцы до 30–50 см, песчаники – 5–25 см, в верхней части пластов при этом появляется типичная конволютная слоистость, а в основании – слепки борозд размыва.

Граница верхнеказбекской подсвиты с перекрывающей ее гудошаурской свитой наблюдалась нами в верховьях рр. Мнаисидон, Терхен, на левобережье р. Сносцкали и по р. Гуданисчала (левый приток р. Хевсурская Арагви в верховье); во всех случаях она имеет согласный характер. То же самое отмечается и другими исследователями в истоках рр. Ардон, Терек, на водоразделе Ассы и Хевсурской Арагви. Мощность верхнеказбекской подсвиты в единственном полном разрезе на правобережье р. Гуданисчала – 1025 м. Видимая мощность в отдельных тектонических пластинах от 320 м (левобережье р. Сносцкали) до 1140 м (р. Терек).

Все известные в литературе находки ископаемых располагаются на востоке, в Хевсуретии и относятся к отложениям казбекской свиты в целом, без точной привязки к подсвитам, так как последние были выделены нами позднее. Так, по р. Чанчахис-Цкали (правый исток Аргуна) у с. Хахабо найдены тоарские белемниты Mesoteuthis conoidea Opp., M. cf. tripartita Schl., M. cf. triscissa Jan., Dactyloteuthis sp. (Крестников, 1944). В истоках Аргуна найдены П.И. Авалишвили нижнетоарский аммонит Dactylioceras sp. и Nautilus austracoides Joung et Bird, причем последняя форма происходит определенно из низов свиты. В верховьях Хевсурской Арагви найдены аммониты Denck-

mannia sp., Haugia sp., Grammoceras thouarsense Orb., Erycites sp., Dumortieria cf. bleicheri Ben., Pleydellia cf. subcompta Br. (Гиоргобиани и др., 1983), указывающие на присутствие всех трех зон верхнего тоара. Таким образом, тоарский возраст казбекской свиты в целом не вызывает сомнений. Выделение подсвит в ее составе позволяет сопоставить их с подразделениями разрезов Псеашхинской и Дигоро-Осетинской зон, определить возраст подсвит и уточнить возраст всей казбекской свиты (рис. 2). Нижнеказбекская подсвита по своему строению и стратиграфическому положению сопоставляется с нижнеларской подсвитой и ксуртской свитой и относится, следовательно, к верхней части зоны H. falcifer и зоне H. bifrons нижнего тоара. Видимо, из нее и происходят указанные выше нижнетоарские ископаемые. Верхнеказбекская подсвита также уверенно сопоставляется с верхнеларской подсвитой и джимаринской свитой и относится к верхнему тоару. Именно из нее, судя по описанию вмещающих пород, и происходят верхнетоарские аммониты Хевсуретии.

Гудошаурская свита (верхи зоны D. levesquei верхнего тоара и аален) выделена В.П. Ренгартеном как "свита глинистых сланцев", согласно налегающая на казбекскую свиту и отделенная от вышележащей бусарчильской и верхнеюрских флишевых образований поверхностью Тибского надвига. Стратотип автором не указан. Характерные разрезы гудошаурской свиты наблюдались нами по р. Мнаисидон, правому берегу Терека, по р. Сносцкали и ее притокам, по р. Хевсурская Арагви. Повсеместно это однородная толща черных глинистых сланцев, иногда с прослоями конкреций сидерита, с единичными прослоями конкреционного конгломерата. Почти во всех разрезах отмечаются редкие прослои крупных караваев сидерита и линз мергелистого алевролита. Местами отмечаются линзовидные прослои бурого лимонитизированного сидерита. Прослои песчаника, как правило, редки. Лишь на крайнем юге, в басс. р. Закка, отмечается некоторое увеличение количества прослоев песчаников и алевролитов. Максимальная видимая мощность свиты, наблюдавшаяся нами – 900–1350 м. В бассейне Хевсурской Арагви полная мощность гудошаурской (гуданской) свиты оценивается в 1500 м (Гиоргобиани и др., 1983).

В нижней части гудошаурской свиты по р. Пшавская Арагви (левый приток р. Хевсурская Арагви) найден Pleydellia mactra Dum. (Крестников, 1944), а выше на водоразделе Ассы и Хевсурской Арагви у г. Архоти – Leioceras opalinum Rein. (Гиоргобиани и др., 1983). Этими находками доказывается присутствие в составе свиты верхов зоны D. levesquei верхнего тоара и нижнего аалена, что позволяет сопоставить ее по сходству состава и стратиграфического положения с салгинской свитой Дигоро-Осетинской зоны. Именно это решение и было предложено нами (Панов, Шевченко, 1964) ранее. Однако сейчас выясняется, что, возможно, гудошаурская свита включает весь ааленский ярус. По данным Н.Л. Энна, в истоках Ардона, по р. Закка она согласно перекрывается бусарчильской свитой, возраст которой не древнее байоса. Те же соотношения указываются и для Хевсурской Арагви (Гиоргобиани и др., 1983). В таком случае верхняя часть гудошаурской свиты должна сопоставляться с койрахской и фортаухской свитами (рис. 2). В пользу этого говорит присутствие в верхах разреза гудошаурской свиты по р. Терхен пачки (до 200 м) чередования глинистых сланцев с мелкозернистыми тонкополосчатыми песчаниками и песчанистыми алевролитами, которая может быть аналогом койрахской свиты. Пачки чередования глинистых сланцев с песчаниками отмечены в верхах гудошаурской свиты и в наиболее мощных разрезах по р. Сносцкали и на правобережье Терека.

В ядре Архотской синклинали на водоразделе Ассы и Хевсурской Арагви над гудошаурской свитой Я.Р. Кипиани выделяет толщу (500–650 м) глинистых сланцев с прослоями песчаников. В нижней части толщи преобладают песчаники с флишевыми иероглифами и с митилоидами Mytiloceramus cinctus (Goldf.), M. quenstedti Pcel., а в верхней господствуют глинистые сланцы с конкрециями сидерита. Я.Р. Кипиани относит эту толщу к бусарчильской свите. Может быть, это и так, но возможно, она образует верхнюю часть гудошаурской (гуданской) свиты, как это считают Т.В. Гиоргобиани и др. (1983). В этом случае нижняя часть толщи будет аналогом койрахской свиты, а верхняя – фортаухской. Гудошаурская свита при этом будет включать в себя и верхний аален и даже самые низы байоса.

Бусарчильская свита (байос и бат?) выделена В.П. Ренгартеном к югу от Тибского надвига в пределах флишевого синклинория, где она, по его данным, выступает в ядрах антиклинальных складок. В настоящее время отложения бусарчильской свиты установлены и к северу от Тибского надвига по всей полосе от р. Закка на западе до р. Хевсурская Арагви на востоке. Во всех изученных нами разрезах свита слагает тектоническую пластину, отделенную надвигом от отложений гудошаурской или казбекской свит на севере и Тибским надвигом от верхнеюрского флиша на юге. Лишь в бассейнах Закка и Хевсурской Арагви отмечается в ряде мест согласное налегание бусарчильской свиты на гудошаурскую.

Стратотип для бусарчильской свиты автором не указан. Типичные, хорошо обнаженные разрезы наблюдались нами в низовье р. Мнаисидон, на левобережье р. Сносцкали, по р. Хевсурская Арагви. Н.Л. Энна описал разрез свиты в бассейне р. Закка. Во всех случаях свита образована ча-

стым, иногда флишоидным чередованием глинистых сланцев и буровато-серых известковистых песчаников с прекрасно выраженными флишевыми иероглифами на подошве. По относительному содержанию тех и других пород бусарчильская свита подразделяется на две подсвиты. *Нижнебусарчильская подсвита* – это толща глинистых сланцев с прослоями конкреций сидерита, с частыми пластами (0.1–0.3 м) песчаника и прослоями тонкополосчатого песчанистого алевролита. Песчаники серые, бурые с поверхности, мелкозернистые, известковистые, с тонкой горизонтальной, выше перекрестно-волнистой слоистостью, с градационной текстурой. На подошве почти всех пластов песчаника прекрасно выражены флишевые иероглифы – слепки борозд размыва. Песчаники составляют до 30% мощности. Видимая мощность подсвиты в отдельных тектонических пластинах – 470–530 м. *Верхнебусарчильская подсвита* отличается отсутствием конкреций сидерита и большей мощностью – до 1–2 м пластов песчаника, которые в отдельных пачках составляют до 50% мощности. В некоторых песчаниках отмечаются плоскоокатанные галечки глинистых сланцев. Максимальная видимая мощность подсвиты на левобережье р. Сносцкали – 400 м. По р. Хевсурская Арагви замеренная нами видимая мощность нерасчлененной бусарчильской свиты составляет около 1100 м.

Находка Stephanoceras sp. в бассейне р. Закка (И.Г. Кулаев) указывает на присутствие в составе бусарчильской свиты нижнего байоса. По характеру строения и стратиграфическому положению бусарчильская свита аналогична присутствующим в той же тектонической зоне бзычской свите на северо-западном Кавказе и зурунчайской-гдымской свитам на юго-восточном Кавказе, согласно перекрываемым келловейскими образованиями и относящимся к байосу–бату (Панов, Гущин, 1987). Это позволяет предполагать присутствие в составе бусарчильской свиты и верхнего байоса, и бата.

Соотношение бусарчильской свиты с келловейскими – верхнеюрскими флишевыми образованиями Чиаурского синклинория неясно, поскольку контакт между ними тектонический – по Тибскому надвигу. На левом берегу Терека напротив с. Коби возле надвига нами (Панов, Шевченко, 1964) были обнаружены линзы конгломерато-брекчий в основном из обломков пород бусарчильской свиты, принятые нами за базальный горизонт флиша. Однако это скорее всего внутриформационные образования, так как среди обломков там есть и мергели из самой флишевой толщи. Это не исключает наличия стратиграфического несогласия – перерыва между бусарчильской свитой и флишем. Но углового несогласия между ними наверняка нет. Те и другие образуют единую чешуйчато-надвиговую структуру зоны южного склона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделение свит и подсвит в разрезах лейаса–аалена северного склона, осевой части и южного склона Большого Кавказа позволяет уверенно сопоставить эти разрезы между собой и впервые определить возраст свит осевой части и южного склона с большой точностью – до подъярусов и зон. В частности, впервые надежно обоснован нижнеюрский возраст кистинской и циклаурской свит, которые ранее многими исследователями относились к триасу или даже к палеозою. Это оказалось возможным потому, что в лейасе–аалене на территории Большого Кавказа располагался единый бассейн с едиными этапами седиментации. Для байоса и бата точная корреляция свит северного и южного склонов уже невозможна, и возраст бусарчильской свиты южного склона определяется с большой долей условности. Это вызвано появлением с начала байоса в осевой части Большого Кавказа системы центральных поднятий, расчленившей единый до этого бассейн на два самостоятельных.

Точное определение возраста всех свит В.П. Ренгартена позволяет рассматривать разрез нижне-среднеюрских отложений Военно-Грузинской дороги как опорный для всей осевой части и южного склона Большого Кавказа. Более того, корреляция с ним разреза верхнетриасовых и нижне-среднеюрских отложений Горного Крыма (Панов, 1997а) позволяет и там уточнить характер взаимоотношения юрских и доюрских отложений, расчленение и определение возраста нижнеюрских толщ, соотношение лейаса–аалена и байос-батских образований и многие другие вопросы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдонин В.В. О возрастных соотношениях вулканогенного горизонта и циклаурской свиты Северной Осетии // Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 258–260.

Афанасьев Г.Д. Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 3. С. 7–33.

Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г., Суханов М.К. Новые данные о геологическом строении восточной части зоны Главного Кавказского хребта на примере Горной Осетии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 8. С. 5–24.

Безносов Н.В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа // Тр. Всес. н.-и. ин-та природ. газов. 1967. Вып. 23/36. 179 с.

Беридзе М.А. Вулканогенные образования, связанные с нижне-среднеюрскими геосинклинальными отложе-

ниями южного склона Большого Кавказа // Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР. 1981. Вып. 72. С. 42–83.

Варданянц Л.А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа // Тр. ЦНИГРИ. 1935. Вып. 25. 108 с.

Гиоргобиани Т.В., Топчишвили М.В., Закарая Д.П. Геологическое строение верховьев рек Асса и Хевсурская Арагви // Сообщ. АН Груз. ССР. 1983. Т. 109. № 1. С. 84–88.

Ежегодник по результатам работ ВСЕГЕИ за 1958 год. Региональная геология // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 32. С. 5–128.

Зесашвили В.И. К зональному расчленению юрского сланцевого комплекса на Восточном Кавказе // Тр. Геол. ин-та Груз. ССР. 1979. Вып. 65. С. 12–32.

Зесашвили В.И. Стратиграфия юрской сланцевой серии Центрального Кавказа / / Magy. allami föld. intéz. évk. 1970. V. 54. № 2. P. 219–223.

Иванов Г.И. К вопросу о стратиграфическом положении кистинской свиты (Северная Осетия) // Тез. докл. II Конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки: СКГУ, 1963. С. 11–12.

Казакова В.П. Ааленский ярус, его зональное расчленение и границы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 205 с.

Казакова В.П. Результаты изучения некоторых тоарских, ааленских и нижнебайосских аммонитов из семейства Hildocerataceae Hyatt. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. 93 с.

Казакова В.П. Тоарские хильдоцератиды (аммоноидеи) из джигиатской свиты междуречья Бол. Зеленчук – Кубань (Северный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 1. С. 86–102.

Кипшани Я.Р. Дарьяльский массив и кистинская свита: взаимоотношения и возраст // Сообщ. АН Груз. ССР. 1984. Т. 115. № 3. С. 573–576.

Крестников В.А. К стратиграфии сланцевой юры Восточного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1944. № 6. С. 28–39.

Крымгольц Г.Я. Аммониты нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа. Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1961. 166 с.

Мельников В.А. Стратиграфия отложений триаса, нижней и средней юры центральной и западной части Юго-Восточного Кавказа // Тр. по геол. и полез. ископ. Северного Кавказа. Ставрополь: Кн. изд-во, 1967. Вып. 12. С. 53–63.

Мельников В.А., Мельников Ю.В., Марунич В.И. О возрасте кистинской свиты междуречья Терека и Ардона (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 127–130.

Общая зональная шкала юрской системы // Постановл. МСК и его постоян. комиссий. 1978. Вып. 18. С. 32–34.

Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973. 194 с.

Панов Д.И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1997а. № 3. С. 43–49.

Панов Д.И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997б. Т. 72. Вып. 5. С. 46–55.

Панов Д.И. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений в центральной части Большого Кавказа (Осетия, Грузия) // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Сев. Кавказа (Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым). Ессентуки: СК РГЦ, 1995. С. 177–179.

Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 13–24.

Панов Д.И., Гущин А.И. Региональная стратиграфическая схема расчленения нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Историческая геология. Итоги и перспективы. Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 82–96.

Панов Д.И., Пруцкий Н.И. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 94–112.

Панов Д.И., Шевченко В.И. К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155. № 1. С. 92–95.

Письменский А.Г., Снежко Е.А. Особенности нижне-среднеюрского магматизма на территории Северной Осетии (междуречье Фиагдон–Терек) // Тез. докл. VII Краевой конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки: СК ПГО, 1991. С. 73–74.

Пруидзе М.П. Магматизм Заалазанской Кахетии // Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси: Гонатлеба, 1979. С. 267–288.

Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. Всес. геол-разв. объедин. 1932. Вып. 148. 80 с.

Суханов М.К., Цветков А.А. Магматические породы горного массива Чаухи (Центральный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 1. С. 85–90.

Топчишвили М.В. К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений долины р. Ассы (Северный Кавказ) // Сообщ. АН Груз. ССР. 1988. Т. 130. № 1.С. 113–116.

Топчишвили М.В. Нижнеюрско-ааленские аммониты Большого Кавказа в пределах Грузии // Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР. 1990. Вып. 100. 83 с.

Химшиашвили Н.Г. Фауна лейаса Восточной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1975. 108 с.

Чихрадзе Г.А. О кистинской свите бассейна р. Терек // Сообщ. АН Груз. ССР. 1975. Т. 80. № 2. С. 385–387.

Чихрадзе Г.А. Литология нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.

Чичуа Б.К., Агулов А.Л., Киласония З.Н. и др. Постдиагенетические преобразования мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа и Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 4. С. 87–96.

Эдилашвили В.Я., Леквинадзе Р.Д., Гогиберидзе В.В., Шубладзе Р.Л. К вопросу о возрасте некоторых свит сланцевой серии Большого Кавказа // Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси: Гонатлеба, 1979. С. 292–298.

Энна Н.Л. К стратиграфии нижне-среднеюрских отложений междуречья Фиагдон–Терек // Тез. докл. VII Краевой конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки: СК ПГО, 1991. С. 30–31.

Юра Кавказа // Тр. Межвед. стратиграф. комитета. СПб: Наука, 1992. Т. 22. 192 с.

Рецензент А.С. Алексеев

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2003, том 11, № 1, с. 78–95

УДК 551.781.4/782.1:561(235.47)

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТАВА МИКРО- И МАКРОФЛОРИСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЭОЦЕНА–МИОЦЕНА ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

© 2003 г. Д. А. Лопатина

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва

Поступила в редакцию 6.06.01.

Приведена сравнительная характеристика комплексов спор и пыльцы и отпечатков растений из семи местонахождений флоры Восточного Сихотэ-Алиня – Сонье (поздний эоцен), Буй, Светловодная (поздний эоцен – ранний олигоцен), Амгу (поздний олигоцен – ранний миоцен), Демби, Великая Кема (вторая половина раннего миоцена – начало среднего миоцена) и Ботчи (конец среднего миоцена – поздний миоцен). Установлено, что комплексы микро- и макрофлор демонстрируют достаточно высокую степень сходства на родовом и семейственном уровнях. Общими, как правило, являются следующие роды: Ginkgo, Pinus, Picea, Tsuga, Sciadopitys, Thuja, Alnus, Betula, Carpinus, Ostrya, Carya, Fagus, Quercus, Acer, Rhus. Различия качественного и количественного состава комплексов обусловлены биологическими особенностями растений, различиями в характере фоссилизации микро- и макроостатков, географическими условиями конкретной территории, литогенетическими условиями, различиями в генезисе комплексов, а также недостаточной изученностью морфологии спор и пыльцы некоторых родов.

Ключевые слова. **Микрофлора, макрофлора, комплексный флористический анализ.**

ВВЕДЕНИЕ

Биостратиграфическое расчленение кайнозойских континентальных отложений Дальнего Востока основывается исключительно на палеоботанических данных (изучении отпечатков листьев, плодов и семян растений, а также спор и пыльцы). Анализ макрофлоры позволяет установить флористический состав фитоценозов, которые были распространены в районе формирования флороносных отложений, т.е. восстановить локальные, обычно интразональные растительные ассоциации. Споры и пыльца распространяются ветром на значительные расстояния, поэтому палинологические комплексы отражают состав растительности, произраставшей на достаточно удаленных расстояниях от мест захоронений макрофлоры, что позволяет интерпретировать зональный тип растительности. Некоторый элемент аллохтонности, безусловно, присутствует и в комплексах макрофлоры, однако расстояние, с которого приносятся макроостатки растений, значительно меньше расстояния, преодолеваемого пыльцой отдельных родов (у некоторых родов – до нескольких сотен километров).

Известно, что споровая и пыльцевая продуктивность различается у разных видов и родов растений. В результате многочисленных исследований (Заклинская, Гричук, 1948; Кабайлене, 1969; Кондратене, 1976 и др.) было установлено, что состав "пыльцевого дождя" не соответствует составу спорово-пыльцевых спектров (т. е. количественный и качественный состав субфоссильных спорово-пыльцевых спектров не отражает адекватно состав растительности), и определена степень неравенства в их составе. Первостепенное влияние на формирование спорово-пыльцевых спектров современных отложений оказывают биологические факторы (способ опыления растения, способность переноса водой и ветром, морфология пыльцевых зерен, их удельный вес, химический состав оболочек) и физико-географические условия конкретной территории. Разумеется, состав субфоссильных спектров также не соответствует составу ископаемых, так как с течением времени происходит дальнейшее разрушение палинологических остатков. В значительной мере это определяется степенью сохранности оболочек, зависящей от их химического состава, генезиса отложений и скорости осадконакопления. В результате состав ископаемых спорово-пыльцевых спектров обычно не соответствует составу ископаемой макрофлоры. Известно, что вероятность захоронения макроостатков растений связана с условиями их обитания. Как правило, комплексы ископаемой флоры отражают гидрофильную и мезофильную растительность низин (болот, побережий озер и рек) и низкогорий. Кроме того, в комплексах макрофлоры обычно преобладают листья деревьев, тогда как остатки

трав чаще разрушаются на месте и не переходят в ископаемое состояние. Таким образом, важное значение при палеоботанических исследованиях приобретает комплексный анализ крупномерных отпечатков растений и палинологических остатков. Сочетание двух методов исследования позволяет наиболее полно восстановить состав ископаемой флоры, что имеет значение для более точной датировки, стратиграфического расчленения разрезов, климатических и палеогеографических реконструкций.

Подобный подход с объединением двух палеоботанических методов применялся М.А. Ахметьевым (1973а) при изучении миоценовых отложений р. Ботчи на Дальнем Востоке, В.П. Никитиным, И.А. Ильинской и А.Ф. Фрадкиной при изучении миоценовых отложений разреза Мамонтовой Горы на р. Алдан (Миоцен..., 1977), А.Ф. Фрадкиной (1983) при исследовании неогеновых разрезов Северо-Востока Азии, Р.З. Генкиной и Е.Н. Дубровской (1979, 1984) при изучении юрских отложений восточных районов Средней Азии.

В настоящей работе приводятся результаты изучения спор и пыльцы, выделенных автором из образцов с отпечатками растений из семи местонахождений флоры Прибрежного базальтового пояса Восточного Сихотэ-Алиня. Возраст местонахождений охватывает интервал от позднего эоцена до позднего миоцена. Проводится детальное сравнение спорово-пыльцевых комплексов (СПК) с комплексами макроостатков и анализируются причины сходства и различий их качественного и количественного состава на родовом уровне.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Для исследования были выбраны местонахождения флоры Сонье, Буй, Демби на побережье Татарского пролива между бухтами Сонье и Демби, реками Светловодная, Амгу, Ботчи и пос. Великая Кема (рис. 1). Отпечатки растений из всех местонахождений изучены М.А. Ахметьевым (Ахметьев, 1965, 1973а,б, 1974, 1988; Ахметьев, Шевырева, 1989; Ахметьев, Викулин, 1995; Ахметьев, Манчестер, 2000). Для местонахождений Амгу и Великая Кема дополнительно использованы данные Р.С. Климовой (Рыбалко и др., 1980). В более ранних публикациях автора, посвященных изучению спор и пыльцы из разрезов р. Амгу, Сонье, Буй, Демби и Великой Кемы (Лопатина, 1999, 2001а,б), определен возраст отложений при помощи обоих методов и проведена региональная корреляция выделенных спорово-пыльцевых комплексов (СПК). Определения возраста флороносных отложений по результатам спорово-пыльцевого анализа и изучения отпечатков растений совпадают: Сонье – поздний эоцен; Буй, Светловодная – поздний эоцен – ранний олигоцен; Амгу – поздний олигоцен – ранний миоцен;

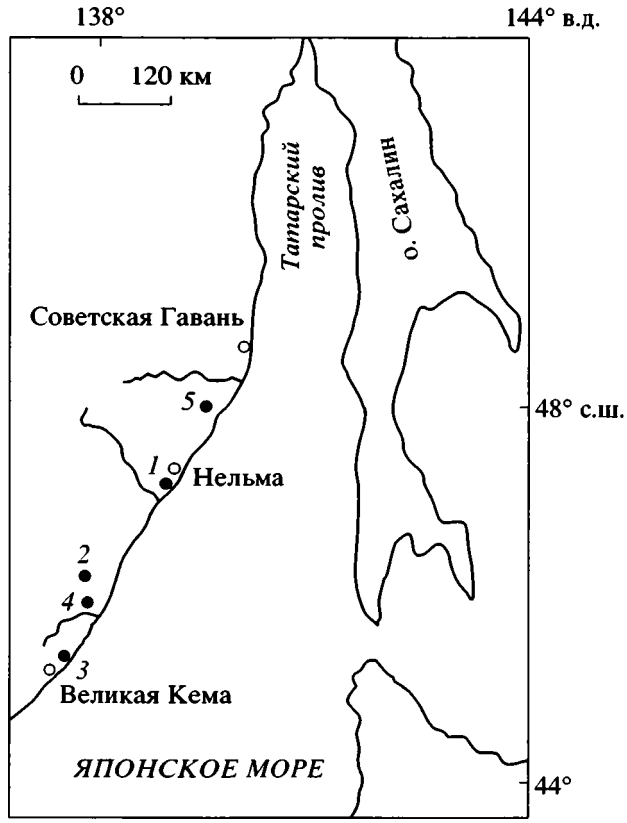


Рис. 1. Расположение изученных разрезов.
1 – Сонье – Буй – Демби; *2* -Светловодная; *3* – Великая Кема; *4* – Амгу; *5* – Ботчи.

Демби, Великая Кема – вторая половина раннего – начало среднего миоцена, Ботчи – конец среднего – поздний миоцен.

Необходимо отметить, что на формирование растительности изучаемой территории в позднем палеогене – миоцене огромное влияние оказывала активная вулканическая деятельность. В пределах Прибрежного вулканического пояса большая часть местонахождений флоры приурочена к осадкам стариц и небольших подпруженных озер, расположенных в пределах вулканических полей. Подобные озерные бассейны А.В. Олейников (1977) подразделяет на два типа. К первому типу относятся озера, приуроченные к крупным грабенам и занимавшие площадь до нескольких десятков квадратных километров (местонахождение р. Амгу). Флороносные отложения местонахождений Сонье, Буй, Демби, Светловодная и Великая Кема накапливались в озерах другого типа. Эти озера были короткоживущими, возникали в результате подпруживания мелких рек или ручьев лавовыми потоками или обвалами, их площадь, по-видимому, не превышала несколько квадратных километров. Накопление флороносных озерных отложений разреза р. Ботчи происходило вдали

Количественное содержание родов и семейств в комплексах микро- и макрофлор из изученных разрезов Восточного Сихотэ-Алиня

Содержание родов	Сонье	Буй	Светловодная	Амгу	Демби	Великая Кема	Ботчи
Общее количество	72	83	68	61	70	72	69
Число родов, установленных по спорам и пыльце	60	76	62	46	41	56	46
Число родов, установленных по отпечаткам	33	21	17	40	50	38	43
Число родов, установленных двумя методами	22	15	11	22	21	23	17
Содержание семейств							
Общее количество	46	52	43	34	39	45	42
Число семейств, установленных по спорам и пыльце	36	47	38	25	26	35	29
Число семейств, установленных по отпечаткам	21	16	15	24	25	24	27
Число семейств, установленных двумя методами	14	11	9	15	12	12	11

от действующих вулканов и не испытывало их влияния. Во всех просмотренных палинологических препаратах отмечены колонии ботриококковых водорослей и Ovoidites sp. – аналогов современных зигнемовых водорослей рода Spirogyra, являющихся показателями пресноводных условий осадконакопления.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для настоящей работы послужили 55 образцов с отпечатками растений из коллекций ископаемой флоры семи местонахождений Восточного Сихотэ-Алиня, предоставленные М.А. Ахметьевым. Из коллекций флоры Амгу и Ботчи было отобрано для спорово-пыльцевого анализа по десять образцов, Буй – восемь, Сонье, Демби и Великая Кема – по семь, Светловодная – шесть. Образцы были обработаны в лаборатории палеофлористики ГИН РАН и лаборатории биостратиграфии ИЛ РАН с применением сепарационного метода В.П. Гричука и ацетолизной методики Эртдмана. При просмотре препаратов учитывалась их насыщенность и сохранность палинологических остатков. В одной пробе из местонахождения Светловодная, двух из Амгу и двух из Ботчи содержание палинологических остатков не превышало десяти зерен на препарат, и при анализе они не учитывались.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

При сопоставлении состава микро- и макрофлор, проведенном на уровне родов (таблица), видно, что число родов растений, определенных палинологическим методом, как правило, превышает количество таковых, установленных по отпечаткам. Это обусловлено обсуждавшимися выше различиями в характере накопления и захоронения палинологических и макрофлористических объектов. Число семейств, определенных микрофлористическим методом, приблизительно равно или несколько превышает число семейств, определенных по отпечаткам. Количество родов, установленных двумя методами одновременно, составляет от 11 до 23 в каждом из разрезов, семейств от 9 до 15.

В отношении видовых определений следует отметить, что ископаемые макроостатки некоторых родов растений (например, Acer, Carpinus) обладают четкими видоспецифическими морфологическими признаками, тогда как их пыльца из-за плохой сохранности обычно определяется до рода. И, напротив, пыльца некоторых растений, например Tsuga, имеет четко выраженные морфологические признаки, позволяющие определять по ним несколько видов в СПК (восемь видов в СПК Ботчи), тогда как по семенам и шишкам это растение определяется лишь до рода. Установить генетическую связь ископаемых спор или пыльцы и вегетативных частей растений можно лишь при извлечении пыльцы из фертильных органов. Подобные исследования проводились В.А. Красиловым (1966). Однако иногда предположительную идентификацию микро- и макроостатков можно проводить аналитически. Например, установленная в СПК флоры бухты Буй Н.И. Запорожец, а впоследствии и автором, пыльца березовых, обладающая признаками одновременно Carpinus и Corylus, может относиться к описанному в составе этой флоры М.А. Ахметьевым и С.Р. Манчестером (2000) виду Palaeocarpinus sikhotealinensis, также обладающему признаками как граба, так и орешника.

ХАРАКТЕРИСТИКА КАЧЕСТВЕННОГО И КОЛИЧЕСТВЕННОГО СОСТАВА КОМПЛЕКСОВ МИКРО- И МАКРОФЛОРЫ

Кратко остановимся на характеристике качественного и количественного состава СПК и комплексов макрофлоры по каждому из местонахождений (рис. 2–8). В СПК Сонье (рис. 2) обращает

на себя внимание высокое содержание спор (более 20% в отдельных спектрах), главным образом бобовидных Polypodiaceae с гладкой структурой экзины при полном отсутствии отпечатков споровых растений. В группе голосеменных в СПК преобладают Pinus и Taxodium, несколько меньше содержание пыльцы, определенной из-за плохой сохранности как Taxodiaceae or Cupressaceae. В комплексе отпечатков среди голосеменных преобладают таксодиевые (Cryptomeria), кипарисовые (Thuja), сосновые (Pinus). При рассмотрении группы покрытосеменных растений видно, что в СПК доминируют представители сем. Betulaceae (Alnus, Betula, Corylus, Carpinus) и Quercus. Среди отпечатков высоким содержанием характеризуются Fagus, Quercus, Cocculus, Trochodendron, Cercidiphyllum, Platanus, тогда как содержание Trochodendron и Cercidiphyllum в СПК не превышает 0.5%, а пыльца Cocculus и Platanus вообще отсутствует.

Во флоре бухты Буй (рис. 3) споровые растения среди отпечатков не обнаружены. В группе голосеменных в СПК заметно содержание Pinus, Taxodium, Taxodiaceae or Cupressaceae, в комплексе отпечатков – Thuja. Среди покрытосеменных в коллекции макрофлоры доминируют роды Tilia, Macaranga, Acer и Phragmites, пыльца которых либо отсутствует в СПК, либо присутствует в незначительном количестве. Отсутствует также пыльца родов Populus, Rosa, Eucommia, Machilus, Alangium, представленных в коллекции отпечатков. Заметным участием в комплексе мегафоссилий отмечены Alnus и Quercus, при этом их процентное содержание в комплексе макрофлоры несколько выше содержания в спорово-пыльцевых спектрах, а содержание Carya, наоборот, значительно ниже.

Как и в коллекциях макрофлоры Сонье и Буй, в коллекции отпечатков растений р. Светловодная споровые растения отсутствуют (рис. 4). В СПК преобладают представители таксодиевых, в несколько меньшем количестве отмечены сосновые. Около половины от общего числа всех отпечатков составляет род Metasequoia, представленный единичными зернами в спорово-пыльцевых спектрах. Заметным содержанием характеризуется Ginkgo. Среди покрытосеменных в коллекции макрофлоры преобладают Zelkova и Cocculus, причем пыльца Zelkova в СПК встречается единично, а Cocculus отсутствует. Доминантами в СПК среди покрытосеменных является род Carya,

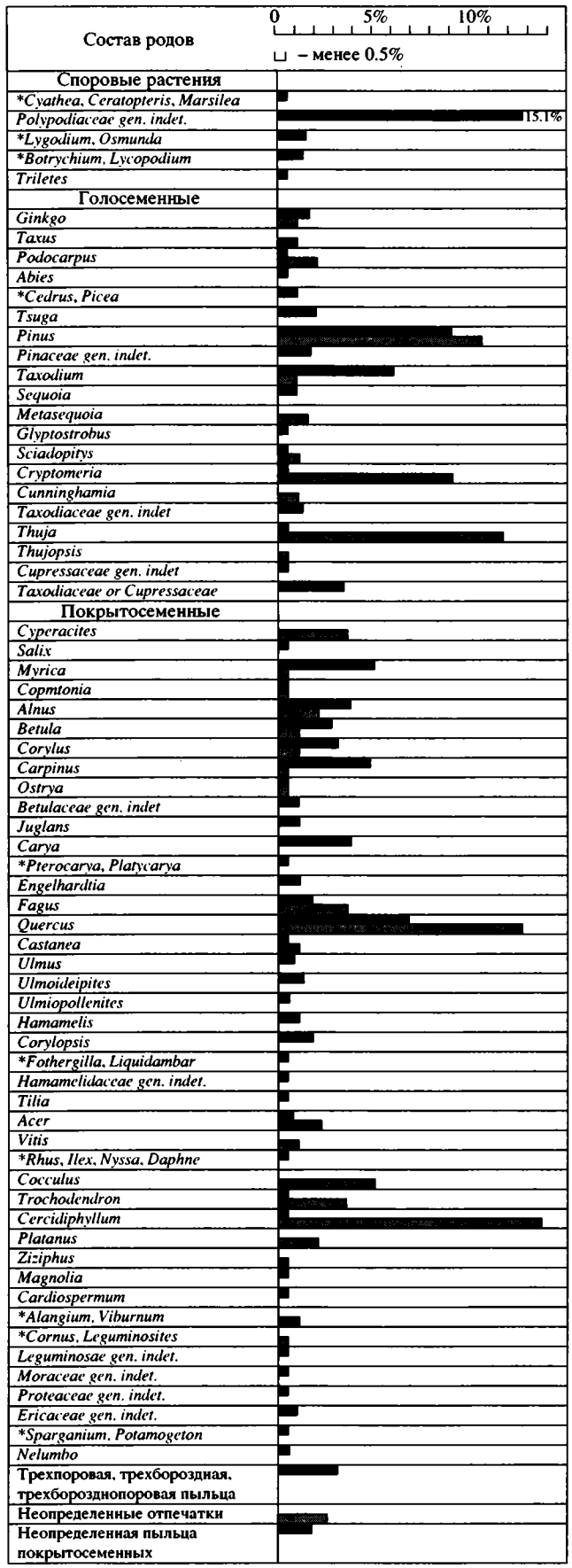


Рис. 2. Сравнение родового состава макро- и микрофлор местонахождения Сонье.

Черным цветом показано процентное содержание родов спор и пыльцы; серым – процентное содержание родов отпечатков растений; * – в графе приведено процентное содержание каждого из родов (к рис. 2–5, 7, 8).

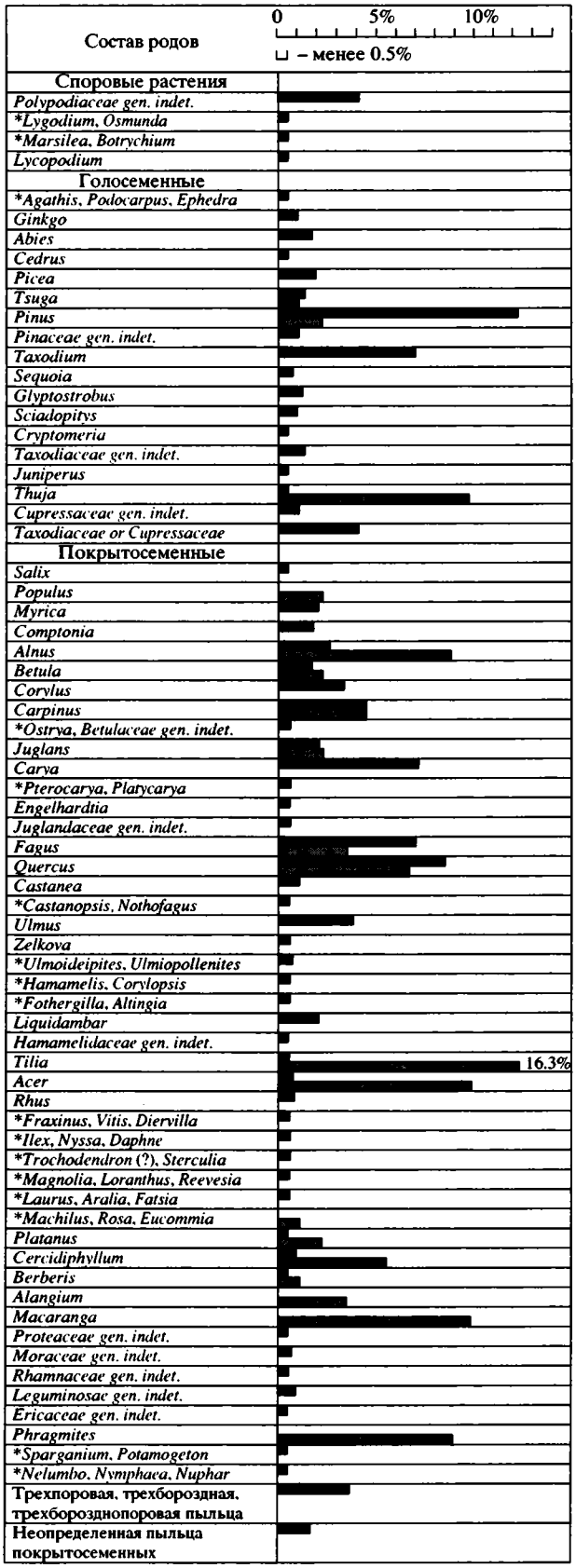


Рис. 3. Сравнение родового состава макро- и микрофлор местонахождения Буй.

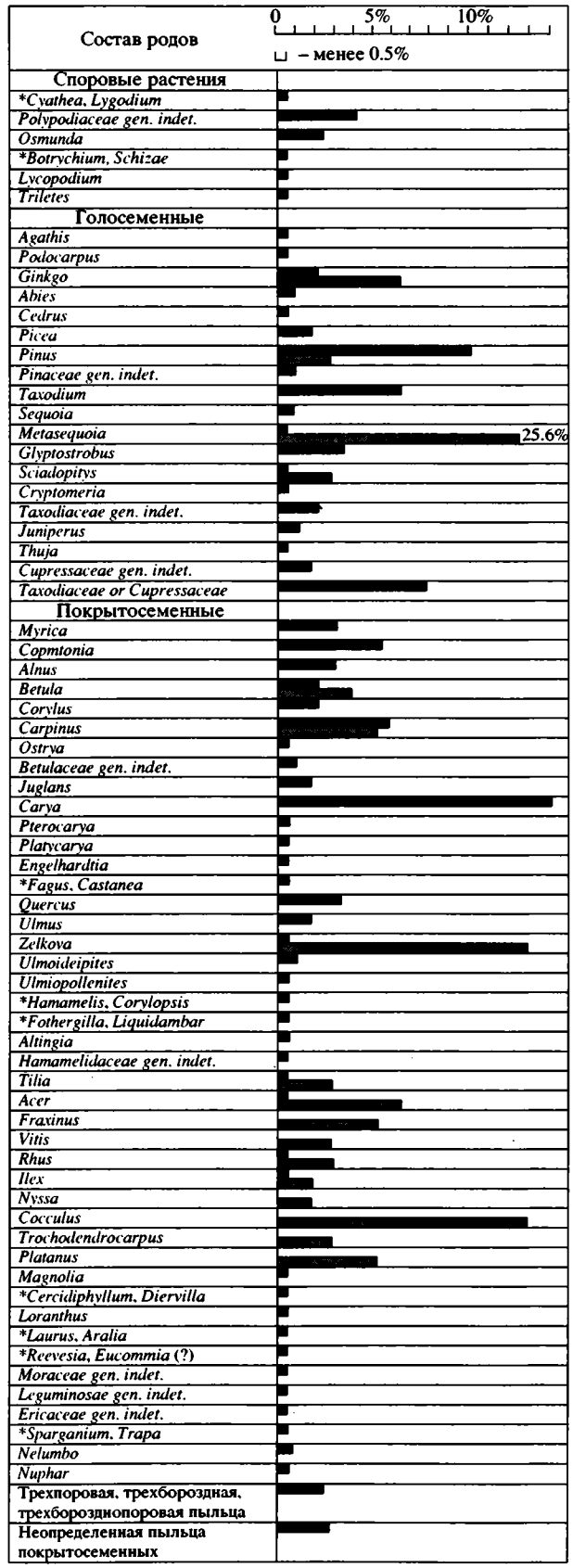


Рис. 4. Сравнение родового состава макро- и микрофлор местонахождения Светловодная.

отсутствующий среди отпечатков, а также представители березовых (Carpinus) и мириковых (Comptonia). Carpinus характеризуется приблизительно одинаковым процентным содержанием как в СПК, так и в комплексе макрофлоры.

Сохранность спор и пыльцы в мацератах из разреза Амгу очень плохая, что во многих случаях значительно затрудняло родовые определения спор и пыльцы. Споровые растения представлены в обоих комплексах незначительно, общим родом для комплексов макро- и микрофлоры является Osmunda (рис. 5). Для СПК и комплекса макрофлоры характерно преобладание голосеменных растений. В СПК доминируют Pinus и Taxodium, а также пыльца, из-за плохой сохранности определенная как Taxodiaceae gen. indet. и Taxodiaceae or Cupressaceae. Макрофлористическим методом установлено преобладание таксодиевых, главным образом, Metaseqoia и Glyptostrobus, в меньшем количестве среди отпечатков определены сосновые. Среди покрытосеменных в СПК заметно содержание Acer и Ulmus, а также трехборозднопоровой пыльцы, систематическую принадлежность которой установить не удалось. В комплексе отпечатков преобладает Alnus (в СПК менее 0.5%) и разнообразные представители кустарниковых родов – Spirea, Sorbus, Syringa, Lonicera, Viburnum и др.; пыльца которых вообще не встречена. Р.С. Климовой (Рыбалко и др., 1980) из этого местонахождения определен комплекс отпечатков, в целом сопоставимый с комплексом, установленным М.А. Ахметьевым. Большим содержанием в нем характеризуется род Metasequoia, а Glyptostrobus, преобладающий в сборах М.А. Ахметьева, не установлен. Р.С. Климовой указываются роды Sequoia, Cryptomeria, Carya, Corylus, присутствие которых устанавливается и по пыльце (Лопатина, 1999).

В результате спорово-пыльцевого анализа проб из местонахождения Демби было установлено два типа спорово-пыльцевых спектров. Отличительной особенностью спектров I типа является доминирование пыльцы Fagus в группе покрытосеменных, составляющей около 30%. Среди голосеменных ведущее положение занимает пыльца сем. Pinaceae (около 20%), заметную роль играют Taxodiaceae (Taxodium). Для спорово-пыльцевых спектров II типа (рис. 6) характерно преобладание пыльцы голосеменных растений, причем наибольший процент приходится на пыльцу сем. Pinaceae (Pinus, Picea, Abies). В комплексе отпечатков доминируют Quercus и Fagopsis среди покрытосеменных, среди голосеменных – Metasequoia. Отпечатки сосновых, представленных достаточно разнообразно на родовом уровне, единичны. Как видно из таблицы, число родов, определенных по макроостаткам в этой коллекции, значительно превышает число родов, определенных палинологическим методом. Только по отпечат-

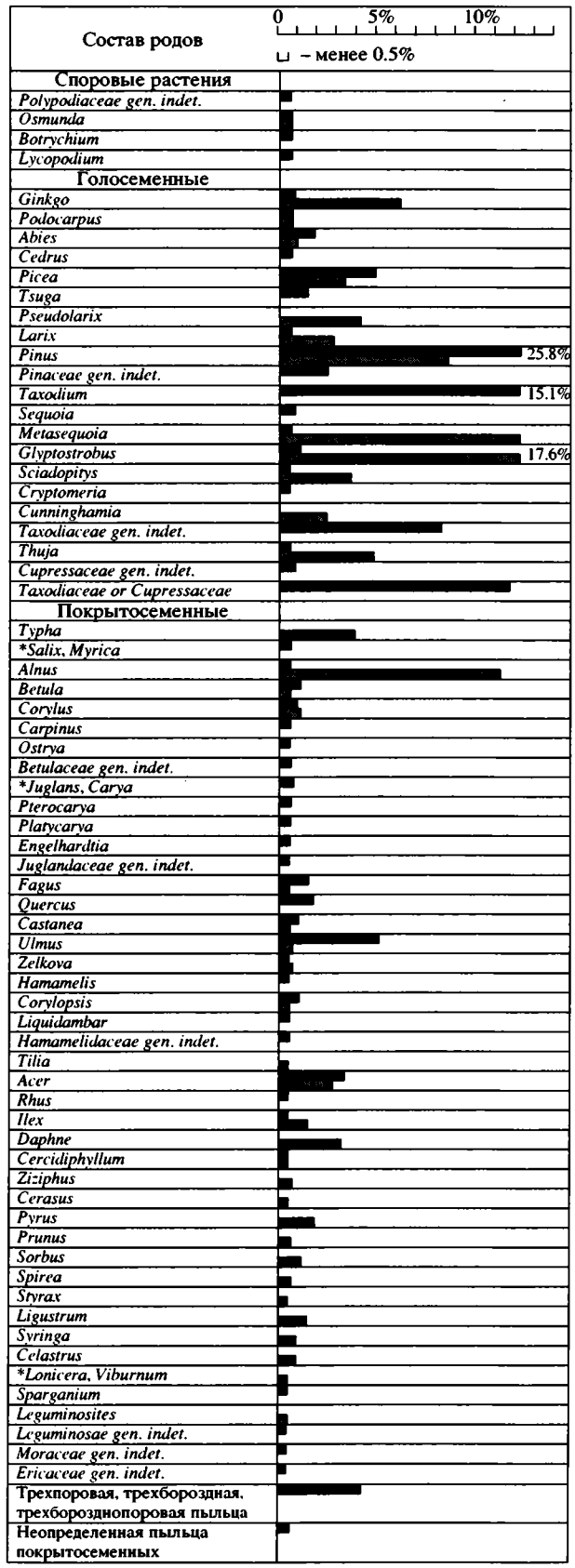


Рис. 5. Сравнение родового состава макро- и микрофлор местонахождения Амгу.

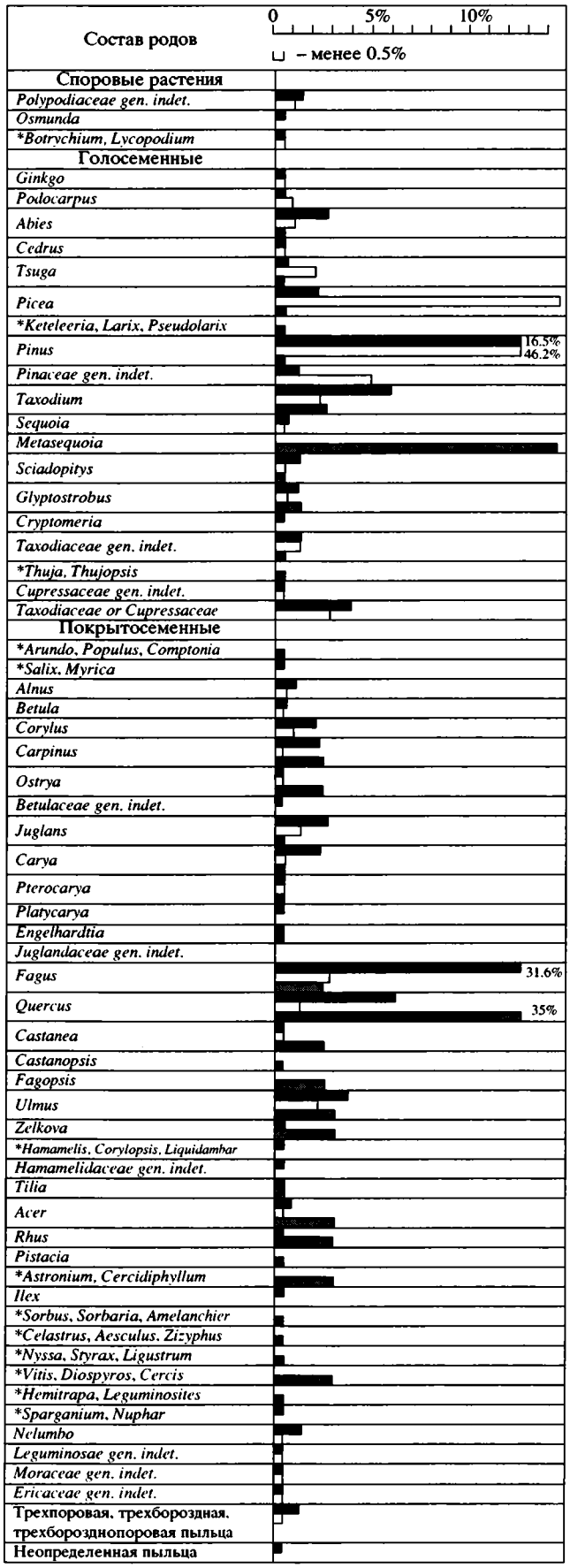


Рис. 6. Сравнение родового состава макро- и микрофлор местонахождения Демби. Залито – процентное содержание родов спор и пыльцы в СПК I типа; не залито – процентное содержание родов спор и пыльцы в СПК II типа; серым цветом показано процентное содержание родов отпечатков растений.

кам определены Pistacia, Astronium, Cercidiphyllum, Vitis, Nyssa, Diospyros, роды сем. Rosaceae.

В СПК Великой Кемы преобладает пыльца Picea и Pinus, причем эти два рода доминируют также в коллекции макрофлоры и характеризуются сопоставимыми значениями процентного содержания для двух комплексов (рис. 7). Tsuga, Taxodium и Glyptostrobus характеризуются заметным содержанием в СПК, тогда как в отпечатках Tsuga представлена единичными экземплярами, а два других рода отсутствуют вообще. Содержание пыльцы Metasequoia в СПК не превышает 0.5%, тогда как по количеству отпечатков этот род занимает третье место после Pinus и Picea. Что касается покрытосеменных растений, то здесь отмечена хорошая сопоставимость родов, определенных двумя методами для сем. Betulaceae, Juglandaceae, Fagaceae, Ulmaceae. Процентное содержание родов Alnus, Betula, Carpinus, Engelhardtia, Zelkova по пыльце несколько меньше содержания их по отпечаткам, а для Fagus, Quercus и Ulmus выявлена обратная закономерность. Роды Corylus, Pterocarya, Acer, Rhus, Cercidiphyllum характеризуются небольшим (не более 1%) приблизительно одинаковым содержанием в комплексах микро- и макрофлоры. Р.С. Климовой (Рыбалко и др., 1980) определены в единичных отпечатках роды Glyptostrobus, Cryptomeria, Potamogeton, Pterocarya, Carya, Castanopsis, Cercidiphyllum, Vitis, установленные автором по пыльце. Определен также Juglans, однако, число остатков этого рода в коллекции Р.С. Климовой несколько выше – 12 отпечатков.

Во флоре Ботчи содержание отдельных родов споровых растений, как правило, не превышает 0.5% для обоих комплексов (рис. 8). Из Polypodiaceae в комплексе отпечатков отмечен род Woodsia, споры определяются как Polypodiaceae gen. indet. В СПК преобладает пыльца голосеменных растений, составляя в среднем порядка 90%. Доминируют сосновые (в порядке убывания): Picea, Pinus, Tsuga, Abies. Таксодиевые занимают подчиненное положение, преобладает Taxodium, меньше содержание пыльцы, определенной как Taxodiaceae gen. indet. и Taxodiaceae or Cupressaceae. Содержание покрытосеменных в СПК незначительно (в среднем около 10%); заметно содержание родов сем. Betulaceae, а также Fagus, Quercus, Ulmus. В коллекции отпечатков, напротив, доминируют роды покрытосеменных растений, главным образом березовые (Alnus, Carpinus). Содержание голосеменных около 18%, при этом боль-

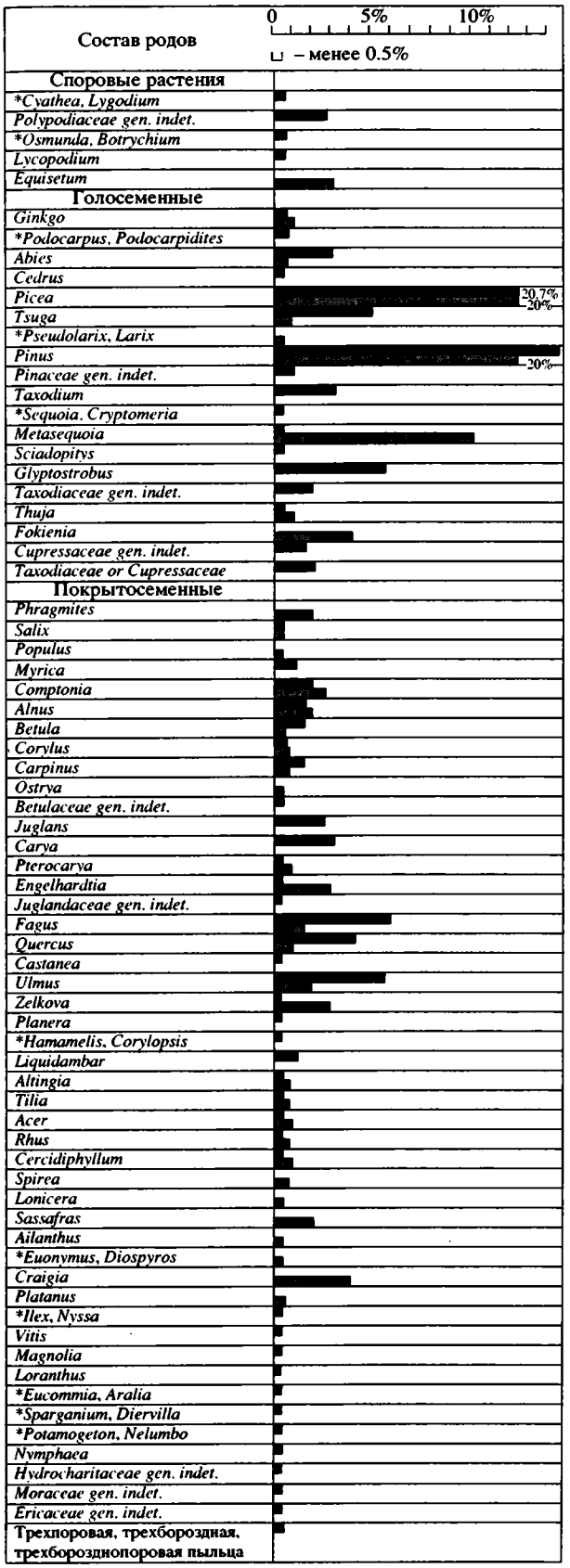


Рис. 7. Сравнение родового состава макро- и микрофлор местонахождения Великая Кема.

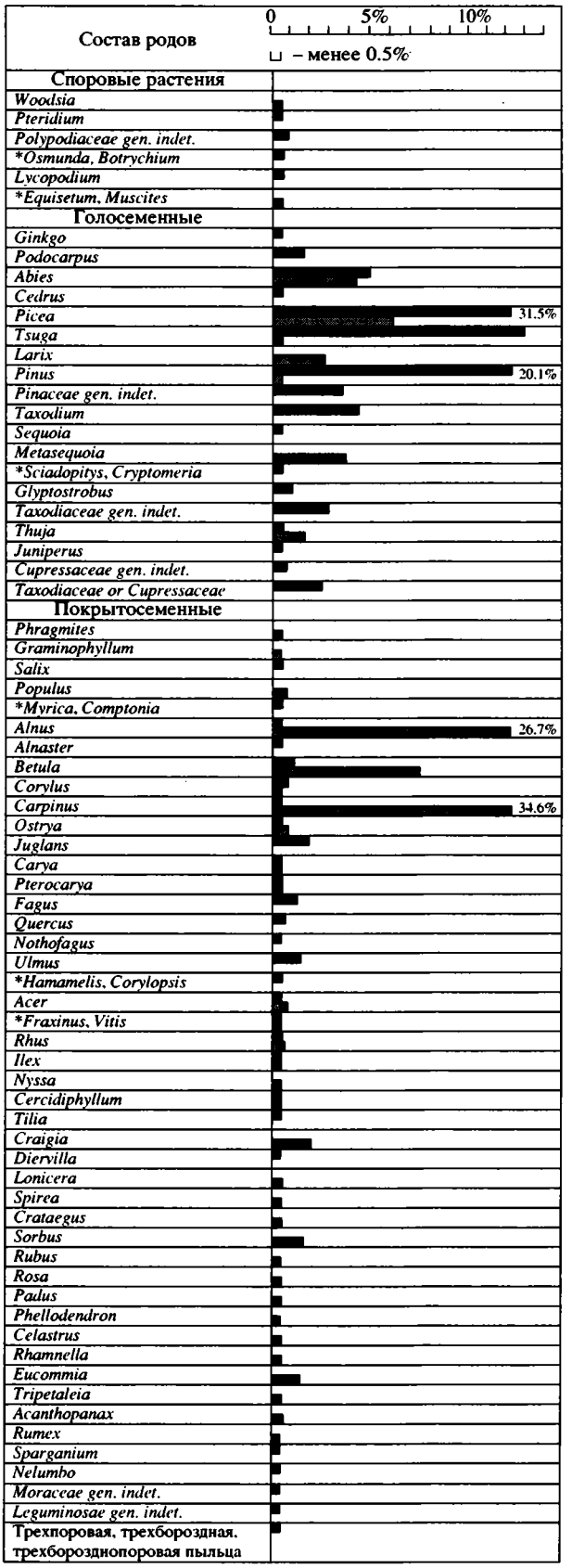
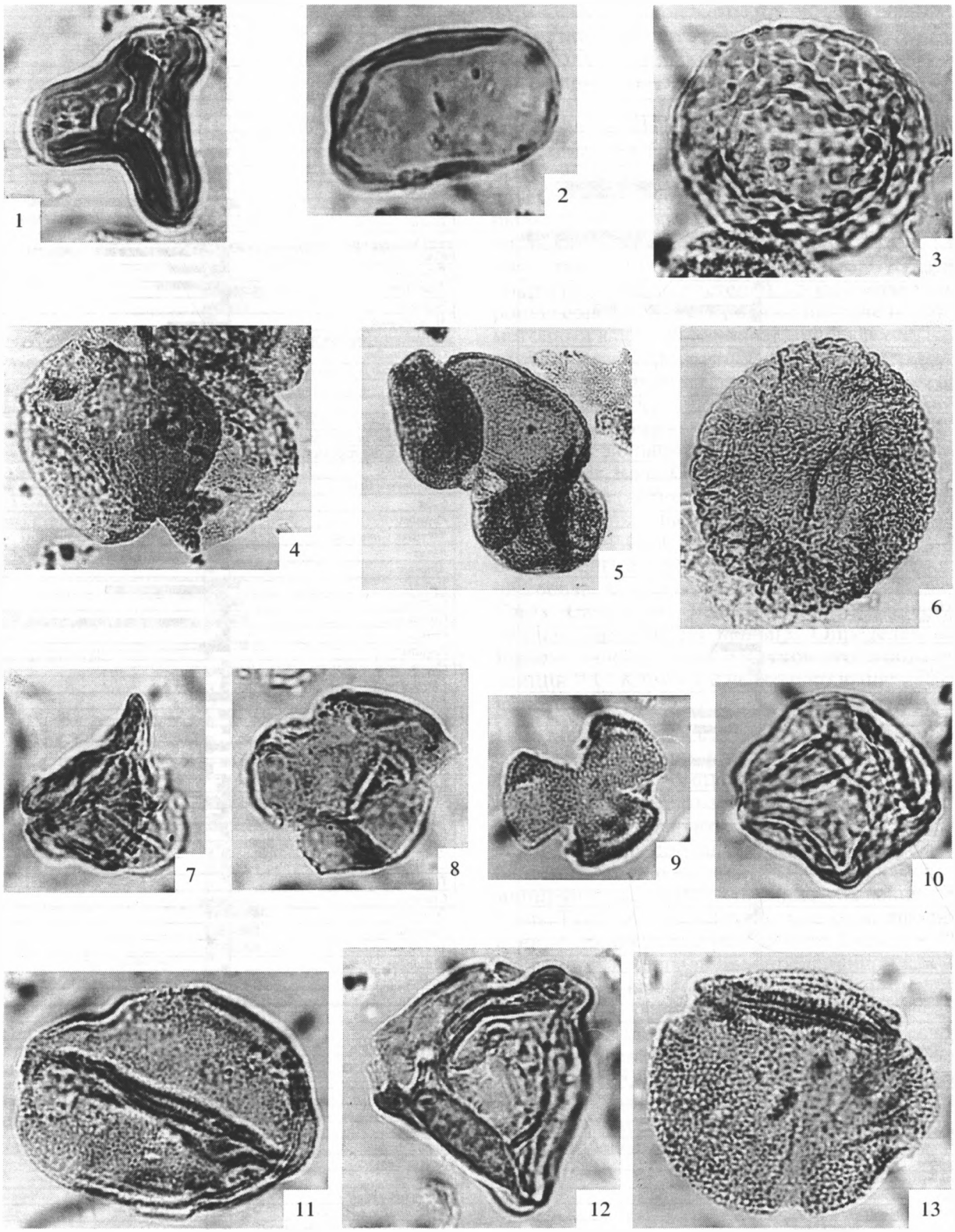


Рис. 8. Сравнение родового состава макро- и микрофлор местонахождения Ботчи.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

шее количество отпечатков приходится на долю родов Picea, Abies, Metasequoia, Larix.

Наиболее характерные и хорошей сохранности споры и пыльца, выделенные из образцов семи коллекций отпечатков растений, приведены на таблицах I–III.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ МИКРО- И МАКРОФЛОР

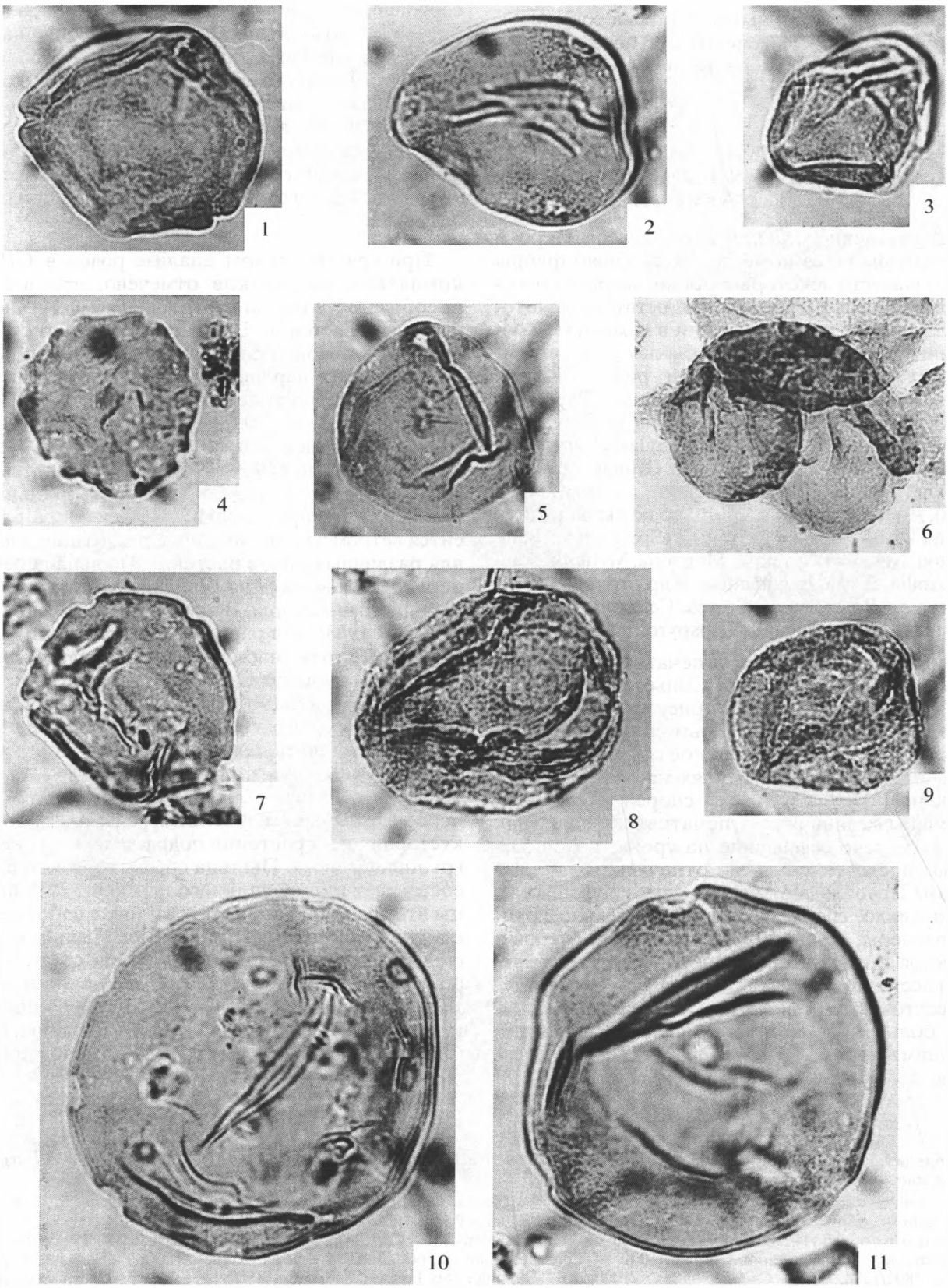
Из приведенного анализа комплексов макро- и микрофлоры по семи местонахождениям флоры можно вывести некоторые общие закономерности, касающиеся распределения остатков некоторых семейств и родов растений в ископаемом состоянии. Обоими методами обычно устанавливаются следующие семейства и роды: Pinaceae (Pinus, Picea), Taxodiaceae (Taxodium, Glyptostrobus, Sciadopitys), Cupressaceae (Thuja), Betulaceae (Carpinus, Ostrya), Juglandaceae (Juglans, Carya), Fagaceae (Fagus, Quercus), Ulmaceae (Ulmus, Zelkova), Cercidiphyllaceae (Cercidiphyllum), Anacardiaceae (Rhus), Aquifoliaceae (Ilex). Только по пыльце определены роды водных растений (Sparganium, Potamogeton, Nelumbo), а также Magnolia, Myrtus, Loranthus, Aralia, Fatsia, Liquidambar и др., только по отпечаткам – Rosa, Sorbus, Spirea, Celastrus, Lonicera, Viburnum, Styrax, Populus, Diospyros и др.

Споровые растения по отпечаткам не обнаружены в коллекциях флоры Сонье, Буй, Демби и Светловодная, хотя споры присутствуют во всех изученных СПК, а в некоторых спорово-пыльцевых спектрах Сонье процентное содержание спор превышает 20%. В коллекциях макрофлоры Амгу, Великая Кема и Ботчи споровые растения встречены в единичных отпечатках. И только для Амгу отмечено совпадение на уровне родов: Osmunda определен как среди отпечатков, так и по спорам. Преобладают споры сем. Polypodiaceae. Как правило, споры имеют сравнительно крупные размеры, скульптуру экзины в виде бугров и выростов и из-за этого не переносятся на большие расстояния. Споры сохраняются в ископаемом состоянии лучше, чем пыльца. Это обусловлено большим содержанием спорополленина и меньшим – целлюлозы в оболочках спор по сравнению с пыльцой (Havinga, 1964; Петросьянц и др., 1990). О.П. Кондратене (1976) приводит данные, что спорополленин, выделенный из спор Lycopodium, не подвергается самоокислению, в отличие от спорополленина других растений, например, Pinus или Picea, более окисленная оболочка пыльцы которых быстрее разрушается микробами. На основании этого можно сделать вывод, что присутствие в спектрах спор довольно определенно указывает на участие споровых растений в растительных группировках изучаемой территории – даже при отсутствии их в коллекции отпечатков.

При сравнительном анализе родов в СПК и комплексах отпечатков отмечено, что в СПК преобладает пыльца ветроопыляемых (анемофильных) растений. Видимо, это связано с большей пыльцевой продуктивностью и большей дальностью ее переноса. Данные, приведенные в работах Е.Д. Заклинской и В.П. Гричука (1948), Е.А. Малыгиной (1950), Р.В. Федоровой (1950, 1952), Р.В. Федоровой и В.А. Вронского (1980), М.В. Кабайлене (1969, 1976, 1983) и др., свидетельствуют о том, что большая часть пыльцы не оседает около производящего растения, а разносится ветром на определенное расстояние, разное для различных родов растений. Пыльца деревьев переносится ветром на большие расстояния, чем пыльца трав и споры. В частности, М.В. Кабайлене (1976, 1983) был рассчитан радиус территории, с которой в точку наблюдения при средней скорости ветра приносится определенное количество пыльцы некоторых древесных и кустарниковых родов. Наблюдается возрастание этой величины в следующей последовательности у родов: граб – лещина – ель – бук – ясень – дуб – липа – ильм – осина – ива – ольха – береза – сосна. По дальности переноса пыльцы изученные роды древесных и кустарниковых растений подразделены ею на три группы переноса. Пыльца сосны, березы и ольхи составляет группу дальнего переноса. 75% пыльцы этих растений приносится к точке наблюдения с территории радиусом 160–220 км. Пыльца ильма, осины, липы и дуба отнесена к группе среднего переноса, основное количество (75%) приносится с территории радиусом 55–100 км. Группу ближнего переноса составляют ясень, бук, ель, лещина, граб. Основное количество пыльцы этих родов доставляется с территории радиусом 10–22 км.

Таблица I. Роды и виды спор и пыльцы из флороносных отложений Сонье (поздний эоцен), Буй, Светловодная (поздний эоцен – ранний олигоцен).

1 – Cyathea sp., обр. 3807/18, флора Сонье, ×1000; 2 – Polypodiaceae gen. indet., обр. 3807/18, флора Сонье, ×1000; 3 – Botrychium sp., обр. 3802/1238, флора Светловодная, ×1000; 4 – Podocarpus sp., обр. 3807/18, флора Сонье, ×500; 5 – Pinus silvestris L., обр. 3804/209, флора Буй, ×500; 6 – Tsuga canadensis (L.) Carr., обр. 3804/604, флора Буй, ×500; 7 – Cryptomeria sp., обр. 3807/18, флора Сонье, ×1000, 8 – Cercidiphyllum sp., обр. 3807/18, флора Сонье, ×1000; 9 – Hamamelis sp., обр. 3802/1238, флора Светловодная, ×1000; 10 – Ulmoideipites krempii And., обр. 3802/1238, флора Светловодная, ×1000; 11 – Liquidambar styraciflua L., обр. 3802/1238, флора Светловодная, ×1000; 12 – Triporopollenites cf. plicoides Zakl., обр. 3802/1238, флора Светловодная, ×1000. Фиг.13 – Fothergilla vera Lub., обр. 3802/1238, флора Светловодная, ×1000.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

М.В. Кабайлене (1976, 1983) установила, что спектры проб, расположенных на разном расстоянии от границы леса, различаются между собой: чем дальше расположена точка наблюдения от границы леса, тем с большей территории приносится в нее пыльца. Уже на расстоянии от границы леса до точки наблюдения в 2 км радиус территории, с которой приносится пыльца, соответственно увеличивается от 21–250 км (пыльца ближнего переноса) до 280–440 км (пыльца дальнего переноса). При изучении отложений водоемов, расположенных в лесной зоне, расстояние между точкой наблюдения и берегом с небольшой погрешностью можно отождествлять с расстоянием до границы леса (Кабайлене, 1983). Вероятно, эта закономерность распространяется и на изучаемые в настоящей работе озерные отложения. Подразумевается, что пробы отобраны в точках, примыкающих к границе леса, так как захоронение листьев происходило, вероятно, в береговой зоне озера.

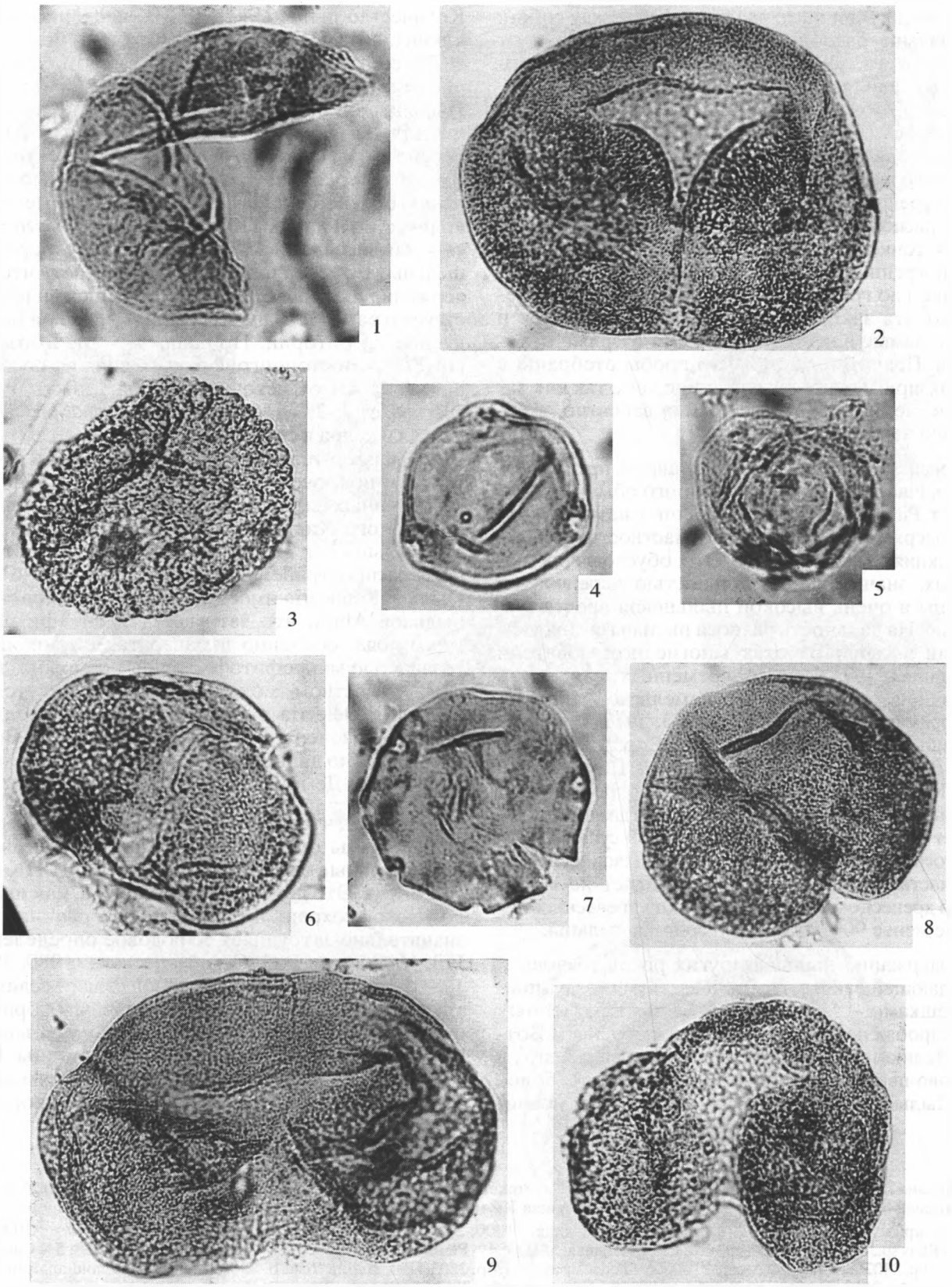
Среди голосеменных, как правило, преобладает сем. Pinaceae, в составе которого обычно доминирует Pinus, несмотря на обычно незначительное содержание сосновых, и, в частности, сосны в коллекциях макрофлоры. Это обусловлено, во-первых, значительной дальностью переноса ее пыльцы и очень высокой пыльцевой продуктивностью. На дальность разноса пыльцы сосны указывали в своих работах многие исследователи (Смирнова, 1971 – для современных отложений восточной части Большеземельской тундры (г. Воркута); Клопотовская, 1973, 1976 – для субфоссильных спектров Кавказа; Борзова, 1978 – для Восточного Сихотэ-Алиня). По мнению Н.Б. Клопотовской (1973, 1976) высокое содержание пыльцы сосны в спектрах не всегда свидетельствует о ее участии в фитоценозе. О существовании соснового леса можно делать вывод, если доля участия пыльцы сосны составляет не менее 90% в древесном спектре, а пыльца древесных пород не менее 90% от общего состава пыльцы.

Содержание пыльцы других родов сосновых, обладающей так же, как и Pinus, двумя воздушными мешками – Abies, Picea и Cedrus в изученных нами пробах незначительна за исключением Ботчи и Великой Кемы. Содержание пыльцы кедра в спорово-пыльцевых спектрах обычно не более 1%. Пыльца пихты не превышает 1%, как правило, содержание этого рода несколько возрастает, если он встречается в коллекциях отпечатков. Количество пыльцы ели в СПК невелико, за исключением СПК Ботчи и Великой Кемы, 31.5 и 20.7% соответственно, при процентном содержании этих родов в коллекции отпечатков 6 и 20%. Пыльца ели, пихты и кедра обычно более крупная и тяжелая по сравнению с пыльцой сосны и не переносится ветром на значительные расстояния. Кроме того, как указывалось выше, ель по сравнению с сосной производит значительно меньшее количество пыльцы (Кабайлене, 1969) и относится к так называемой группе ближнего переноса пыльцы. Е.А. Малыгина (1950) считает, что содержание пыльцы ели от 10% и выше свидетельствует о распространении еловых лесов на исследуемой территории. По данным М.М. Борзовой (1978) для Восточного Сихотэ-Алиня на расстоянии 10–15 км от источника пыльца пихты и ели составляет 1–2%. Процентное содержание пыльцы ели и кедра в спектрах может быть даже меньше их действительного распространения в растительном покрове. Так, Ю.В. Маховой (1971) для современных аллювиальных отложений низкогорий Малого Хингана установлено, что содержание пыльцы ели в спектрах меньше действительного распространения еловых лесов в 2–6 раз. Пыльца Keteleeria имеет значительное сходство с пыльцой Abies, что затрудняет идентификацию этого рода, особенно в мацератах с плохой сохранностью микрофитофоссилий. Возможно, этим обстоятельством можно объяснить отсутствие пыльцы Keteleeria в мацератах проб из коллекций, где отмечены отпечатки этого рода – Великой Кемы (по данным Р.С. Климовой (Рыбалко и др., 1980)) и Демби.

Отметим, что во всех СПК определенный процент пыльцы определен как Pinaceae gen. indet., максимальные значения отмечены для СПК Амгу и Ботчи. Это двухмешковая пыльца, как правило, плохой сохранности, смятая, разорванная, что значительно затрудняет ее родовое определение. Г.В. Мусиной и Р.С. Сахибгареевым (1980, 1983, 1984) установлено, что на первой стадии седиментогенеза пыльца подвергается, главным образом, физическому разрушению. На оболочке пыльцевых зерен появляются разрывы и трещины. При этом интенсивность процесса зависит от морфологии пыльцы и спор, гранулометрического со-

Таблица II. Роды и виды пыльцы из флороносных отложений Светловодная (поздний эоцен – ранний олигоцен), Амгу (поздний олигоцен – ранний миоцен), Демби, Великая Кема (вторая половина раннего – начало среднего миоцена).

1 – Carpinus sp., обр. 3802/1238, флора Светловодная, ×1000; 2 – Carya sp., обр. 3802/1238, флора Светловодная, ×1000; 3 – Rhus sp., обр. 3802/1238, флора Светловодная, ×1000; 4 – Pterocarya sp., обр. 3802/570, флора Амгу, ×1000; 5 – Carya sp., обр. 3802/570, флора Амгу, ×1000; 6 – Podocarpus sp., обр. 3803/1194, флора Демби, ×500; 7 – Juglans sieboldianaformis Vojc., обр. 3803/884, флора Демби, ×1000; 8 – Fagus sp., обр. 3803/884, флора Демби, ×1000; 9 – Fagus japoniciformis Anan., обр. 3803/884, флора Демби, ×1000; 10 – Juglans orbiculata Bolot., обр. 3820/217, флора Великая Кема, ×1200; 11 – Comptonia sp., обр. 3820/217, флора Великая Кема, ×1200.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

става осадков, скорости осадконакопления, глубины и гидродинамики бассейна. Устойчивость к физическим факторам разрушения увеличивается в ряду пыльца хвойных – пыльца покрытосеменных – споры. В частности, пыльца пихты, сосны и ели наиболее подвержена подобным разрушениям.

Несмотря на значительное количество отпечатков, пыльцевые зерна Larix в пробах отсутствуют. Лишь в одном спорово-пыльцевом спектре Амгу определены два зерна, предположительно относящиеся к этому роду. Этот факт объясняется, прежде всего, плохой сохранностью пыльцы этого рода в ископаемом состоянии, обусловленным определенным строением экзины, а также ее малой летучестью. Экзина пыльцы Larix имеет гранулярную структуру, гранулы часто не связаны между собой, в результате чего пыльца Larix быстро разрушается. Незначительное содержание пыльцы Larix в пробах неоднократно отмечалось в литературе для большинства районов, в которых преобладают лиственничные леса. Содержание пыльцы Larix в спектрах из лиственничных лесов редко достигает 10% (Карташова, 1971 – для современных отложений бассейна р. Олы, северное побережье Охотского моря; Абрамова, 1978 – для плиоценовых отложений Южного Приохотья). Содержание ее в спектрах в количестве 1–6% может означать, что более половины исследуемой территории (50–70%) занято лиственничными лесами (Махова, 1971).

Пыльца тсуг, как правило, хорошо сохраняется в ископаемом состоянии и легко диагностируется до вида, тогда как отпечатки чаще всего позволяют определить лишь род. В частности, в СПК Ботчи установлено восемь видов Tsuga, тогда как по отпечаткам подобного разнообразия не отмечается. М.А. Ахметьев (1973а) объясняет это тем, что шишки некоторых современных видов тсуг (в частности Tsuga diversifolia) сходны с шишками лиственницы (Larix sibirica, L. leptolepis) и их идентификация в ископаемом состоянии затруднительна.

В коллекциях Сонье, Светловодная, Демби, Амгу среди хвойных преобладают отпечатки таксодиевых и кипарисовых, тогда как процентное содержание родов этих семейств в спорово-пыльцевых спектрах обычно значительно ниже по сравнению с сосновыми. В частности, обращает на себя внимание тот факт, что пыльца Metasequoia, рода, доминирующего в коллекциях отпечатков флор р. Светловодная, Амгу, Демби и Великая Кема, в спорово-пыльцевых спектрах проб из этих отложений не отмечена вообще или присутствует в незначительном количестве в единичных спектрах. Возможно, именно плохой сохранностью пыльцы таксодиевых и кипарисовых в ископаемом состоянии по сравнению с сосновыми можно объяснить их подчиненное положение в спектрах в группе голосеменных. Э.В. Квавадзе (1988), изучавшей сохранность пыльцы сем. Taxodiaceae в субфоссильных и ископаемых спектрах Черноморского побережья Кавказа, установлено, что в отложениях лучше сохраняется пыльца Cryptomeria, Metasequoia, Cunninghamia и Sciadopitys, тогда как пыльцевые зерна Taxodium и Sequoia часто деформируются. Это показано для спорово-пыльцевых спектров проб с благоприятными условиями сохранности (почвы мелкого механического состава, с богатым содержанием гумуса; озерные, аллювиальные отложения). В неблагоприятных условиях уже на ранних этапах фоссилизации в течение первых нескольких лет происходит частичное разрушение верхних слоев экзины и разрыв в области апертуры пыльцы многих родов. На плохую сохранность пыльцы кипарисовых в современных отложениях южного Онтарио (Канада) указывает в своих исследованиях Кэмбон (Cambon, 1994). Значительное количество пыльцы таксодиевых и кипарисовых нельзя идентифицировать даже до семейства, и она определяется как Taxodiaceae or Cupressaceae. Обычно в спектрах такая пыльца составляет в среднем 2–4 %, а в СПК Амгу ее содержание более 10%.

Что касается пыльцы покрытосеменных растений, нужно отметить, что пыльца ветроопыляемых покрытосеменных обычно присутствует в спорово-пыльцевых спектрах даже при отсутствии их родов среди отпечатков. Как правило, эти растения характеризуются высокой пыльцевой продуктивностью и имеют обычно гладкую экзину без скульптурных выростов, что способствует быстрому рассеиванию пыльцы в воздухе и переносу на большие расстояния. Повышенной летучестью обладает пыльца мелколиственных родов Alnus и Betula, отнесенных М.В. Кабайлене вместе с сосной в группу пыльцы дальнего переноса. На этот факт указывали в своих исследованиях Махова (1971), Смирнова (1971), Клопотовская (1976), Борзова (1978) и др.

Таблица III. Роды и виды из флороносных отложений Великая Кема (вторая половина раннего – начало среднего миоцена), Ботчи (конец среднего – поздний миоцен).

1 – Thuja sp., обр. 3820/217, флора Великая Кема, ×1200; 2 – Picea excelsa L., обр. 3820/217, флора Великая Кема, ×500; 3 – Tsuga macroserrata (Wolff) Anan., обр. 3805/5, флора Ботчи, ×500; 4 – Betula sp., обр. 3820/217, флора Великая Кема, ×1200; 5 – Taxodiaceae or Cupressaceae, обр. 3805/2, флора Ботчи, ×1000; 6 – Pinus tertiaria (Moreva) Anan., обр. 3805/1, флора Ботчи, ×750; 7 – Juglans sp., обр. 3805/1, флора Ботчи, ×1000; 8 – Picea media Anan., обр. 3805/5, флора Ботчи, ×500; 9 – Picea cf. obovata Led., обр. 3805/5, флора Ботчи, ×500; 10 – Pinus sp., обр. 3805/1, флора Ботчи, ×500.

Для коллекций Амгу отмечено резкое несоответствие между процентным содержанием пыльцы Alnus в СПК и комплексе отпечатков. Эта же тенденция (доминирование не только Alnus, но и Carpinus) наблюдается и для Ботчи. Объясняется это тем, что комплексы макрофлоры отражают, как правило, растительность низин и низкогорий. Ольха и граб занимают нижний пояс растительности (ольха произрастает обычно по берегам водоемов), поэтому эти роды доминируют в ископаемых комплексах флоры. В СПК покрытосеменные уступают голосеменным за счет преобладания пыльцы сосновых, в частности сосны. Вторая причина, возможно, связана с разрушением оболочек под действием щелочей. С.Н. Тюремновым и Н.А. Березиной (1965) были проведены лабораторные исследования по сохранности пыльцы и спор. Ими было установлено, что чем меньше значение pH, т. е. среда ближе к щелочной, тем быстрее идет разрушение пыльцы и спор. Так называемое истончение пыльцы (зерна чаще всего целые, но обесцвеченные, с тонкой экзиной и неразличимой структурой) связано с химическими причинами – воздействием щелочей. Третья причина, возможно, заключается в том, что Alnus, так же как и Quercus, характеризуется способностью образовывать гибридные формы, отличающиеся, как правило, невысокой пыльцевой продуктивностью.

Пыльца широколиственных растений (Carpinus, Juglans, Fagus, Quercus, Ulmus и др.) также отмечена практически во всех спектрах; она менее летуча по сравнению с пыльцой ольхи и березы и выносится за пределы ареала в ничтожно малом количестве, поэтому систематическая встречаемость ее в спектрах даже в небольшом количестве свидетельствует о присутствии этих родов в фитоценозах. Клопотовская (1985) считает, что в этом случае спектры отражают растительность небольшого участка, что чаще всего наблюдается в горных районах, где перенос пыльцы по воздуху затруднен из-за орографической обстановки. Однако суммарное участие пыльцы широколиственных (Quercus, Ulmus, Tilia, Corylus) может быть в 2–5 раз меньше действительного участия этих пород в древостое (Махова, 1971 – для бассейна р. Амура; Ruffaldi, 1994 – для современных отложений торфяных болот Эйна, Франция). По данным Клопотовской (1973), в современных буковых лесах Кавказа содержание пыльцы бука в спектрах из проб, взятых из почв и моховых подушек, во много раз меньше относительного участия бука в древостое. В пробах, отобранных в буковом лесу, пыльца бука в спектрах составляет 20%, сосны – 70%.

Содержание пыльцы насекомоопыляемых (энтомофильных) растений (Salix, Tilia, Castanea, Sterculia, Nyssa, Alangium, Magnolia, Trochodendron, Cornus, Ilex и др.) в спектрах, как правило, невелико, отмечаются единичные зерна, зачастую она отсутствует в спектрах даже при наличии большого количества отпечатков. Особенно четко это прослеживается для комплексов флоры Буй, где содержание насекомоопыляемых родов Tilia и Macaranga среди отпечатков велико, тогда как в спектрах пыльца Macaranga отсутствует, а Tilia не превышает 0.5%. Возможно, это обусловлено способом переноса пыльцы и ее морфологией. Пыльца насекомоопыляемых растений, как правило, либо крупная, со сложной скульптурой экзины, часто с выростами (например, Tilia, Sterculia, Diervilla), или мелкая, склеенная в комочки (Salix, Castanea). На рецентных и субрецентных материалах было установлено, что, например, содержание пыльцы ивы в спектрах значительно меньше ее фактического участия в растительном покрове (Махова, 1971; Смирнова, 1971). Находки даже единичных зерен пыльцы энтомофильных растений свидетельствует об их участии в растительных группировках. Цветок самоопыляемых растений (некоторые виды родов Crataegus, Phellodendron) не всегда открывается, и пыльца, таким образом, не освобождается или выбрасывается в малом количестве (Федорова, Вронский, 1980).

Установлено, что пыльца большинства травянистых растений отсутствует в спорово-пыльцевых спектрах или присутствует в незначительных количествах и принадлежит, как правило, водным растениям. Это обусловлено, во-первых, тем, что пыльца травянистых растений разлетается по воздуху на относительно небольшие расстояния по сравнению с пыльцой деревьев, во-вторых, тем, что многие травянистые растения размножаются вегетативным путем; кроме того, из-за недостатка солнечного света в тенистых лесах травянистый ярус может быть слабо развит (Заклинская, 1950; Федорова, Вронский, 1980). У растений, опыляемых под водой, экзина достаточно тонкая или даже недоразвитая, что приводит к ее быстрому разрушению, к тому же пыльцевая продуктивность водных растений обычно ниже пыльцевой продуктивности наземных. Низкое содержание отпечатков трав и водных растений в коллекции макрофлоры обусловлено тем, что большинство из них разлагается на месте и не переходит в ископаемое состояние.

Необходимо отметить, что из-за низкого содержания спорополленина пыльцевые зерна Acer, Populus, сем. Rosaceae быстро разрушаются в процессе окисления (Вронский, Федорова, 1981; Sangster, Dale, 1964). Пыльца тополя и розоцветных имеет очень тонкую и нежную экзину и практически не встречается в ископаемом состоянии. В просмотренных мацератах пыльца Populus не отмечена даже при наличии его в коллекциях отпечатков. Пыльца розоцветных, отпечатки которых достаточно разнообразно представлены в

коллекциях флор Демби и Амгу, отсутствует, но часть трехборозднопоровой пыльцы неопределенного систематического положения, вероятно, можно отнести к этому семейству. Содержание пыльцы Acer не превышает 0.5%, тогда как в коллекциях макрофлоры иногда имеется значительное количество отпечатков этого рода (Буй, Светловодная, Демби). В СПК Амгу отмечено содержание пыльцы этого рода около 4%, однако пыльца очень плохой сохранности.

Часть пыльцы семейств Betulaceae, Juglandaceae, Hamamelidaceae также определяется до семейства, но количество ее, как правило, не превышает 1%, что, вероятно, как указывалось выше при рассмотрении неопределимой пыльцы сосновых, связано с ее разрушением на стадии седиментогенеза.

Наличие пустых проб, возможно, обусловлено разрушением пыльцы спор в процессе диагенеза. Этой стадии литогенеза соответствует химико-биологический тип разрушения. Именно процессы химико-биологического разрушения М.А. Петросьянц (1990) считает причиной палинологически "немых" отложений, как в континентальных, так и в морских фациях. В результате этого типа разрушения на оболочке пыльцевых зерен и спор появляются каверны, точечные и ветвящиеся повреждения, причем точечные повреждения и каверны затрагивают главным образом внешние слои экзины – эктэкзину, ветвящиеся разрушения – ее внутрение слои – эндэкзину. Степень разрушения зависит как от структуры и химического состава оболочек спор и пыльцы, так и от проницаемости среды и ее pH. В исследованных препаратах точечные повреждения отмечены на спорах и пыльцевых зернах, а также на остатках водорослей Botryococcus и Ovoidites sp. из мацератов Светловодной, каверны – в пробах Сонье, Амгу, четырех пробах Демби, истончение экзины – на пыльцевых зернах и спорах из трех мацератов Ботчи, двух Демби, что, вероятно, свидетельствует об их химико-биологическом разрушении в процессе фоссилизации. Наиболее сильные повреждения экзины отмечены на пыльцевых зернах хвойных и покрытосеменных растений.

Как уже упоминалось, захоронение изученных остатков растений происходило в озерах. В многочисленных исследованиях, посвященных проблеме захоронения палинологических остатков в озерах (Матвеева, 1950; Кабайлене, 1969; Малясова, 1980, 1984; Клейменова, Хомутова, 1979 и др.), установлено, что в плоских и неглубоких озерах пыльца распределяется по дну более или менее равномерно. В глубоких озерных бассейнах с хорошо выраженными морфометрическими особенностями котловины существует зависимость между составом спорово-пыльцевых спектров и зонами водоема (береговой отмели, переходной зоны или склона и глубинной зоны).

М.В. Кабайлене (1969) установлено, что наиболее высокая концентрация палинологических остатков отмечена в глубинной зоне. В направлении от береговой отмели к глубинной зоне происходит уменьшение содержания пыльцы сосны, увеличение количества пыльцы ели, березы, ольхи, орешника, граба, дуба, липы и ильма, а также пыльцы травянистых растений и спор. Высокое содержание пыльцы сосны в отложениях береговой отмели отмечено также Дэвис и Брубакер (Davis, Brubaker, 1973).

Во всех изученных нами спорово-пыльцевых спектрах среди голосеменных, как правило, преобладает пыльца сосны, что, наряду с рассмотренными выше причинами (высокая пыльцевая продуктивность, морфологическое строение пыльцы, дальний перенос), вероятно, можно объяснить тафономическими особенностями. Захоронение листьев происходит в мелководной зоне озера, его береговой отмели, т.е. там, где отмечается высокое содержание пыльцы сосны.

ВЫВОДЫ

Таким образом, в результате изучения комплексов макро- и микрофлоры семи местонахождений Восточного Сихотэ-Алиня установлено, что они показывают высокую степень сходства на родовом и семейственном уровнях. Как правило, обоими методами устанавливаются следующие роды: Pinus, Picea, Taxodium, Glyptostrobus, Sciadopitys, Thuja, Carpinus, Ostrya, Juglans, Carya, Fagus, Quercus, Ulmus, Zelkova, Cercidiphyllum, Rhus, Ilex. По спорам и пыльце фиксируется больше родов, как правило, только палинологическим методом определяются роды споровых и водных растений, а также некоторые представители сем. Hamamelidaceae, Araliaceae, роды Magnolia, Myrtus, Loranthus и др. Только в отпечатках обнаружены роды сем. Rosaceae, а также Populus, Diospyros, Styrax, Ligustrum и некоторые другие. Различия качественного и количественного составов отдельных комплексов в списках объясняются несколькими причинами: 1) биологическими особенностями растений (химическим составом оболочек спор и пыльцы, от которого зависит их сохранность, величиной споровой и пыльцевой продуктивности, способом опыления, морфологии спор и пыльцы, их способностью к переносу, плавучестью, удельным весом); 2) различиями в характере фоссилизации микро- и макроостатков; 3) физико-географическими условиями конкретной территории (особенностями рельефа прилегающей территории, характером озера, его глубиной, морфологией дна, береговыми и глубинными течениями); 4) литогенетическими условиями (типом вмещающего осадка и степенью его преобразования); 5) различиями в самом генезисе комплексов (аллохтонный для микрофоссилий, авто-

хтонный для макроостатков); 6) недостаточной изученностью морфологии спор и пыльцы отдельных таксонов.

Автор выражает благодарность М.А. Ахметьеву (ГИН РАН), И.А. Басову (ИЛ РАН) и А.Ю. Гладенкову (ИЛ РАН) за консультации при написании статьи, А.И. Назарову (ГИН РАН) за помощь при подготовке фототаблиц, Н.Г. Тремасовой (ИЛ РАН), выполнившей рисунки для статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 01-05-06100 и № 99-05-65-604.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамова Т.А. О генетической связи "охотской" и "маньчжурской" флор // Палинологические исследования на Дальнем Востоке / Отв. ред. Гричук М.П., Короткий А.М. Владивосток: ДВО АН СССР, 1978. С. 83–90.

Ахметьев М.А. Новые данные о стратиграфии миоценовых отложений Северо-Восточного Сихотэ-Алиня // Сов. геология. 1965. № 4. С. 133–136.

Ахметьев М.А. Миоценовая флора Сихотэ-Алиня (р. Ботчи). М.: Наука, 1973а. 124 с.

Ахметьев М.А. Палеоценовые и эоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР и сопредельных стран и их стратиграфическое положение // Сов. геология. 1973б. № 7. С. 14–29.

Ахметьев М.А. Олигоценовые и миоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР как показатели климатической обстановки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 134–143.

Ахметьев М.А. Кайнозойские флоры Восточного Сихотэ-Алиня. Препринт. М.: ГИН АН СССР, 1988. 48 с.

Ахметьев М.А., Викулин С.В. Пельтатные листья Macaranga Thouin (Euphorbiaceae) в кайнозое Восточного Сихотэ-Алиня // Палеонтол. журн. 1995. № 4. С. 151–156.

Ахметьев М.А, Манчестер С.Р. Новый вид Palaeocarpinus (Betulaceae) из палеогена Восточного Сихотэ-Алиня // Палеонтол. журн. 2000. № 4. С. 107–112.

Ахметьев М.А., Шевырева Н.А. Ископаемые голосеменные Амгу (Восточный Сихотэ-Алинь) // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. Сб. ст. / Отв. ред. Ахметьев М.А. М.: ГИН РАН, 1989. С. 104–117.

Борзова Л.М. О закономерностях формирования пыльцевых спектров в Восточном Сихотэ-Алине // Палинологические исследования на Дальнем Востоке / Отв. ред. Гричук М.П., Короткий А.М. Владивосток: ДВО АН СССР, 1978. С. 67–71.

Генкина Р.З., Дубровская Е.Н. Сравнительный анализ комплексов ископаемых растений в разрезе юры восточных районов Средней Азии (по данным изучения макро- и микрофоссилий) // Тр. ИГиРГИ. Вып. 21. Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений молодых платформ / Науч. ред. акад. АН АзССР Алиев М.М. 1979. С. 29–50.

Генкина Р.З., Дубровская Е.Н. Сопоставление палинологических и макрофлористических комплексов юрских отложений Средней Азии // Спорово-пыльцевой метод при реконструкции палеорастительности и определении биофаций. Сб науч. трудов / Отв. ред. Пуртова С.И. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1984. С. 14 – 27.

Заклинская Е.Д. Опыт определения дальности воздушной транспортировки спор папоротника Dryopteris filix masculinum // Тр. Конференции по спорово-пыльцевому анализу 1948 года / Гл. ред. акад. Сукачев В.Н. М.: Изд-во МГУ, 1950. С. 211–224.

Заклинская Е.Д., Гричук В.П. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. Под ред. проф. Маркова К.К. М.: Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1948. 223 с.

Кабайлене М.В. Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеорастительности. Тр. Ин-та геологии. Вильнюс: Минтис, 1969. Вып. 11. 148 с.

Кабайлене М.В. О рассеивании пыльцы ветром и методах его изучения // Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Сб. науч. трудов / Отв. ред. Бартош Т.Д. Рига: Зинатне, 1976. С. 155–165.

Кабайлене М.В. Некоторые вопросы корреляции и расчленения спорово-пыльцевых диаграмм (на примере изучения голоценовых отложений Литвы) // Современные аспекты применения палинологии в СССР. Сб. науч. трудов. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1983. С. 72–76.

Карташова Г.Г. Спорово-пыльцевые спектры современных отложений в бассейне р. Олы (северное побережье Охотского моря) // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях / Ред. С.С. Воскресенский, М.П. Гричук. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 90–105.

Квавадзе Э.В. Пыльца таксодиевых и ее особенности. Тбилиси: Мецниереба, 1988. 49 с.

Клейменова Г.И., Хомутова В.И. Некоторые особенности спорово-пыльцевых спектров морских и озерных отложений // Вестн. ЛГУ. Сер. Геология. География. Вып. 1. 1979. № 6. С. 111–113.

Клопотовская Н.Б. Основные закономерности формирования субрецентных спорово-пыльцевых спектров в континентальных отложениях на Западном Кавказе // Методические вопросы палинологии. Тр. III Международной палинологической конференции / Отв. ред. Медведева А.М. М.: Наука, 1973. С. 107–113.

Клопотовская Н.Б. К методике реконструкции растительности горных районов по палинологическим данным // Сб. статей сов. палинологов к IV Международной палинологической конференции (Лакнау, Индия). М.: Наука, 1976. С. 38–41.

Кондратене О.П. Некоторые методические особенности и погрешности спорово-пыльцевого анализа на примере разреза Куркляй (Литовская ССР) // Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Сб. науч. трудов / Отв. ред. Бартош Т.Д. Рига: Зинатне, 1976. С. 179–187.

Красилов В.А. О спорах и спороношениях некоторых видов мезозойских папоротников // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики / Отв. ред. Нейштадт М.И. М.: Наука, 1966. С. 90–93.

Лопатина Д.А. Сравнение результатов изучения ископаемой флоры местонахождения Амгу (Восточный Сихотэ-Алинь) по макроостаткам и палинологичес-

ким данным. Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. Тез. докл. IX Всероссийской палинологической конференции / Гл. ред. член-кор. РАЕН Григорьев М.Н. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 167–168.

Лопатина Д.А. Климатический оптимум в миоцене Восточного Сихотэ-Алиня // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001а. Т. 76. Вып. 5. С. 43–54.

Лопатина Д.А. Палинологические и макрофлористические комплексы из эоцен-миоценовых отложений побережья Татарского пролива (Восточный Сихотэ-Алинь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001б. Т. 9. № 4. С. 70–88.

Малыгина Е.А. Опыт сопоставления распространения пыльцы некоторых древесных пород с их ареалами в пределах Европейской части СССР // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1950. Т. 46. Вып. 3. С. 42–50.

Малясова Е.С. О формировании спорово-пыльцевых спектров в поверхностном слое осадков Барецева моря // Палинология в СССР (1976–1980) / Статьи советских палинологов к V Международной палинологической конференции (Кембридж, Англия, 1980) / Отв. ред.: Заклинская Е.Д., Нейштадт М.И., Медведева А.М., Ровнина Л.В. Москва: Наука, 1980. С. 107–109.

Малясова Е.С. Зависимость состава спорово-пыльцевых спектров от условий формирования их в бассейнах разного типа // Проблемы современной палинологии. Статьи советских палинологов к VI Международной палинологической конференции (Калгари, Канада, 1984) / Отв. ред. Хлонова А.Ф. Новосибирск: Наука, 1984. С. 67–70.

Матвеева О.В. К вопросу о распределении пыльцы в стоячих водоемах // Тр. конференции по спорово-пыльцевому анализу 1948 г. / Гл. ред. акад. Сукачев В.Н. М.: Изд-во МГУ, 1950. С. 211–224.

Махова Ю.В. Спорово-пыльцевые спектры современного аллювия рек бассейна среднего Амура // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях / Ред. С.С. Воскресенский, М.П. Гричук. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 33–47.

Миоцен Мамонтовой Горы (стратиграфия и ископаемая флора) / Отв. ред. Сакс В.Н. М.: Наука, 1977. 284 с.

Мусина Г.В. Значение данных о сохранности пыльцевых и споровых оболочек для биостратиграфических исследований // Палинология в СССР (1976–1980). Статьи советских палинологов к V Международной палинологической конференции (Кембридж, Англия, 1980) / Отв. ред.: Заклинская Е.Д, Нейштадт М.И., Медведева А.М., Ровнина Л.В. М.: Наука, 1980. С. 17–18.

Мусина Г.В., Сахибгареев Р.С. Разрушение оболочек пыльцы и спор в процессе литогенеза // Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. Материалы IV Всесоюзной палинологической конференции (Тюмень, 1981 г.) / Отв. ред. Папулов Г.Н. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 154–160.

Мусина Г.В., Сахибгареев Р.С. Влияние условий седиментации на сохранность спор и пыльцы // Проблемы современной палинологии. Статьи советских палинологов к VI Международной палинологической конференции (Калгари, Канада, 1984) / Отв. ред. Хлонова А.Ф. Новосибирск: Наука, 1984. С. 38–41.

Олейников А.В. Кайнозойский вулканизм Среднего Сихотэ-Алиня (фации, вещественный состав, кайнозойские вулканы и структуры Сихотэ-Алиня) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1977. 27 с.

Петросьянц М.А., Овнатова Н.С., Мусина Г.В. Микрофоссилии в геологической практике: их роль в определении обстановок древнего осадконакопления // Итоги науки и техн. ВИНИТИ. Сер. Общая геология. Т. 27 / Ред. Ахметьев М.А. 1990. 160 с.

Рыбалко В.И., Овечкин В.Н., Климова Р.С. Кайнозойские базальтоиды амгинской серии (Северо-Восточное Приморье) // Сов. геология. 1980. № 12. С. 59–71.

Смирнова Т.И. Современные спорово-пыльцевые спектры восточной части большеземельской тундры // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях / Ред. Воскресенский С.С., Гричук М.П. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 57–64.

Тюремнов С.Н., Березина Н.А. О разрушении пыльцы древесных пород в различных условиях водно-минерального режима // Вестник МГУ. Сер. биол.-почв. 1965. № 5. С. 62–71.

Федорова Р.В. Распространение ветром пыльцы дуба // Труды конференции по спорово-пыльцевому анализу 1948 г. / Гл. ред. акад. Сукачев В.Н. М.: Изд-во МГУ, 1950. С. 197–210.

Федорова Р.В. Количественные закономерности распространения пыльцы древесных пород воздушным путем // Тр. Ин-та географии. 1952. Т. 52. Вып. 7. С. 91–103.

Федорова Р.В., Вронский В.А. О закономерностях рассеивания пыльцы и спор в воздухе // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода № 50 / Отв. ред. В.И. Громов, И.К. Иванова, С.М. Цейтлин. М.: Наука, 1980. С. 153–165.

Фрадкина А.Ф. Палинофлоры неогена северо-востока Азии (Якутия, Приохотье, Чукотка, Камчатка) // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 523. 1983. 224 с.

Cambon G. Modern pollen spectra and vegetation in southern Ontario, Canada // Rev. Palaeobot. and palynolog. V. 82. № 1–2. P. 147–155.

Davis M.B., Brubaceker L.B. Differential sedimentation of pollen grains in lakes // Limnology and oceanography. 1973. V. 18. № 4. P. 635–646.

Havinga A.J. Investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores // Pollen and spores. 1964. № 6. P. 621–635.

Ruffaldi P. Relationship between recent pollen spectra and current vegetation around the cerin peat bog (Ain, France) // Rev. Palaeobot. and palynolog. V. 82. № 1–2. P. 97–112.

Sangster A.G., Dale H.M. Pollen grain preservation of underrepresented species in fossil spectra // Canad. J. Botan. 1964. V. 42. P. 437–449.

Рецензенты М. А. Ахметьев, Н. И. Запорожец

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2003, том 11, № 1, с. 96–110

УДК 551.793:551.791(470.1/.6)

ЛЕДНИКОВАЯ РИТМИКА ПЛЕЙСТОЦЕНА

© 2003 г. С. Д. Николаев,* В. В. Писарева,** Н. Г. Судакова**

*Московский государственный университет, географический факультет, Москва

**Производственное геологическое объединение "Гидроспецгеология" Министерства природных ресурсов, Москва

Поступила в редакцию 27.11.2000 г., получена после доработки 03.12.2001 г.

Проведена ревизия собственных и литературных палеогеографических данных за хрон Брюнес по ледниковой зоне Русской равнины на предмет выделения наиболее достоверной палеогеографической информации по ритмичности и интенсивности проявления климатических событий. На основании совместных биостратиграфических и литостратиграфических исследований показано, что в объеме неоплейстоцена на настоящий момент достоверно выделяются следы 7 ледниковых покровов. Последние маркируются моренными горизонтами и однозначно подтверждаются характерными диагностическими признаками. При этом предложены поправки к представлениям о границах максимального распространения некоторых морен. Площади распространения соответствующих покровов на Русской равнине направленно сокращались от максимального донского оледенения до поздневалдайского. Однако авторы не смогли прийти к согласованному решению вопроса о самостоятельности днепровского и московского оледенений.

Прослежены этапы развития растительных формаций Центра Русской равнины. Палеоботанические данные позволили выделить в рассматриваемом интервале времени, наряду с крупными климатическими ритмами, более кратковременные. Для раннего неоплейстоцена показано, что акуловское межледниковье по палеоботаническим данным тяготеет к эоплейстоцену. Показана сложная палеогеографическая структура последонских межледниковий.

Сопоставление континентальных данных с океаническими для соответствующих широтных зон, опирающееся на особенности иерархии интенсивности проявления климатических изменений в океане и на континенте, позволило валдайское время сопоставить со 2 и 4 изотопной стадиями, московское – с 6, днепровское – с 8, окское – с 12, донское – с 14, сетуньское – с 16. Показано совпадение более короткопериодных изменений климата по океанским и континентальным данным по меньшей мере с последонского времени.

Ключевые слова. **Неоплейстоцен, Русская равнина, палеогеографические реконструкции, этапы развития растительности, ледниковая ритмика, корреляция континентальных и океанских климатических событий.**

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с работы А. Пенка и Е. Брюкнера 1909 г., считалось, что в плейстоцене было четыре эпохи великих оледенений, разделенных межледниковьями. Этим четырем оледенениям (пятое – дунай – было выделено в предгорьях Альп двадцать лет спустя) нашлись аналоги и на равнинах. Они были идентифицированы и в Западной Европе, и на Русской равнине, и в Северной Америке. В оледенениях выделяли ряд стадий и подстадий.

Широкое внедрение результатов изотопно-кислородных исследований, и особенно совместная работа Ч. Эмилиани и Н. Шеклтона, убедили в том, что за время палеомагнитной эпохи Брюнес в океане было 19 стадий потеплений и похолоданий (Emiliani, Shackleton, 1974). Применяя совместно изотопно-кислородный и фораминиферовый методы к одним и тем же высокоразрешающим длинным океанским колонкам, Дж. Ван-Донк показал, что роль температурного фактора в большинстве случаев не превышает 20%. Тем самым изотопные кривые по поверхностным видам планктонных фораминифер преимущественно отражают изменение объема льда на Земле (Van-Donk, 1976).

Соответственно изменились и представления о количестве ледниковых эпох на континентах. Континентальные исследователи стремились найти и на суше свидетельства девяти оледенений за хрон Брюнес, соответствующих количеству холодных четных изотопных стадий. Но до сих пор нет убедительного доказательства не только существования девяти разновозрастных моренных тел на континентах, но и общепризнанного количества ледниковых эпох даже в таком хорошо изученном регионе, как Русская равнина. Чтобы убедиться в этом, достаточно посмотреть хотя бы работы последнего десятка лет (Величко и др.,

1989; Судакова, 1990; Заррина, 1991; Величко, Шик, 1992; Зубаков, 1992; Шик, 1993; Алексеев и др., 1997; Андреичева и др., 1997; Красненков и др., 1997 и др.). При этом отнюдь не все выделенные на стратиграфических схемах ледниковые горизонты обоснованы фактическим материалом. Часть из них относится больше к логическим построениям их авторов.

Нет единого мнения и в расшифровке палеоклимата ряда межледниковий, по-разному оценивается ранг отдельных потеплений, остаётся дискуссионным их стратиграфическая привязка (Величко и др., 1989; Гричук, 1989; Зубаков, 1992; Писарева, 1997; Красненков и др., 1997; Величко и др., 1999 и др.). С развитием изотопно-кислородных исследований в океанах вообще на второй план отодвинулось представление о ранге ледниковых событий. Возможно, это связано с относительно равномерной амплитудой изменения сигнала на изотопных кривых.

Отсутствие надежных методов определения абсолютного возраста четвертичных отложений не только на континентах, но даже в океанах, где их возможности значительно шире, привело к развитию астростратиграфии (Johnson, 1982; Shackleton et al., 1990 и др.). Использование гармонического анализа выявило, что порядка 60% амплитуды климатических колебаний плейстоцена обеспечены периодическими изменениями орбитальных параметров с циклами около 100, 41 и 23 тыс. лет. Собственно такое совпадение цикличности изменений δO^{18} карбонатов раковин фораминифер и цикличности миланковичевского механизма и дало возможность по-новому датировать изотопные стадии. Сейчас обычно принимаются датировки, предложенные Ф. Бассино с сотрудниками (Bassinot et al., 1994). Соответственно этому временное положение палеомагнитной границы Брюнес/Матуяма отдвинулось на рубеж 780 тыс. лет. Но вот положение ее в конкретных разрезах так же вызывает острую дискуссию. К примеру, то она относится к михайловскому (петропавловскому) горизонту (Былинский, 1992), то приурочена к границе между михайловским и платовским (Никифорова, 1982), то к верхней части петропавловского (Шик, 1993; Вангенгейм и др., 2001), то к границе петропавловского и покровского горизонта (Величко, Шик, 1992), то к покровскому горизонту (Поспелова и др., 1998) и т.д. Есть авторы, помещающие ее даже в ильинский горизонт.

Еще большее несоответствие существует между ледниковыми и южными лессово-почвенными разрезами. Если в бассейне Верхнего Дона между границей Матуяма/Брюнес (её предполагаемым вероятным положением) и воронской почвой помещается донская морена и до трех почвенных горизонтов, то в южных районах граница Матуяма/Брюнес проводится в донском лессе, и вследствие этого в разрезах как бы выпадает существенный стратиграфический интервал. Очевидно, что и стратиграфическое положение границы Матуяма/Брюнес становится неопределенным, регионально различным (Фаустов и др., 1997).

Положение же этой границы являлось ключевым моментом в корреляции континентальных и океанских климатических событий. Сопоставление обычно проводится путем "подсчета событий сверху", что из-за неоднозначности интерпретации континентальных данных, естественно, приводит зачастую к несовпадающим результатам у разных авторов.

Например, допускается сопоставление ледниковых ритмов с нечетными изотопными ярусами. Так, додонское оледенение по схеме А.А. Величко с сотрудниками (Величко и др., 1989) соотнесено с 19 изотопной стадией. Встречаются случаи сопоставления нескольких климатических ритмов с одной изотопной стадией: в схеме С.М. Шика (Шик, 1993) два сложно построенных подразделения нижнего неоплейстоцена – ильинский и покровский – соотнесены с 18 изотопной стадией, причем два додонских ледниковых горизонта включены в ильинский горизонт, тогда как в схемах В.А. Зубакова (1992), Е.П. Зарриной (1991) первая додонская морена отвечает покровскому горизонту. Подобных примеров можно привести много.

Задачей своей работы мы поставили, опираясь как на опубликованные данные последних лет других авторов, так и на результаты собственных многолетних исследований на континентах и в океане, провести ревизию накопленного материала с попыткой выделить наиболее достоверные реконструкции. Затем на этой основе и с новых позиций иерархии изотопно-кислородных кривых провести корреляцию океанских и континентальных палеоклиматических событий первого ранга и хотя бы приблизительно оценить возможность выделения более высокочастотных событий.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу построений положены результаты многолетних экспедиционных и лабораторных исследований, проведенных авторами в древнеледниковой области Русской равнины (рис. 1), и критическое рассмотрение имеющегося собственного и обширного опубликованного материала как по суше, так и по океану. Выполненное обобщение базируется на анализе репрезентативного материала, включающего результаты комплексного литологического, минералогического, петрографического, карпологического, палинологического и диатомового анализов,

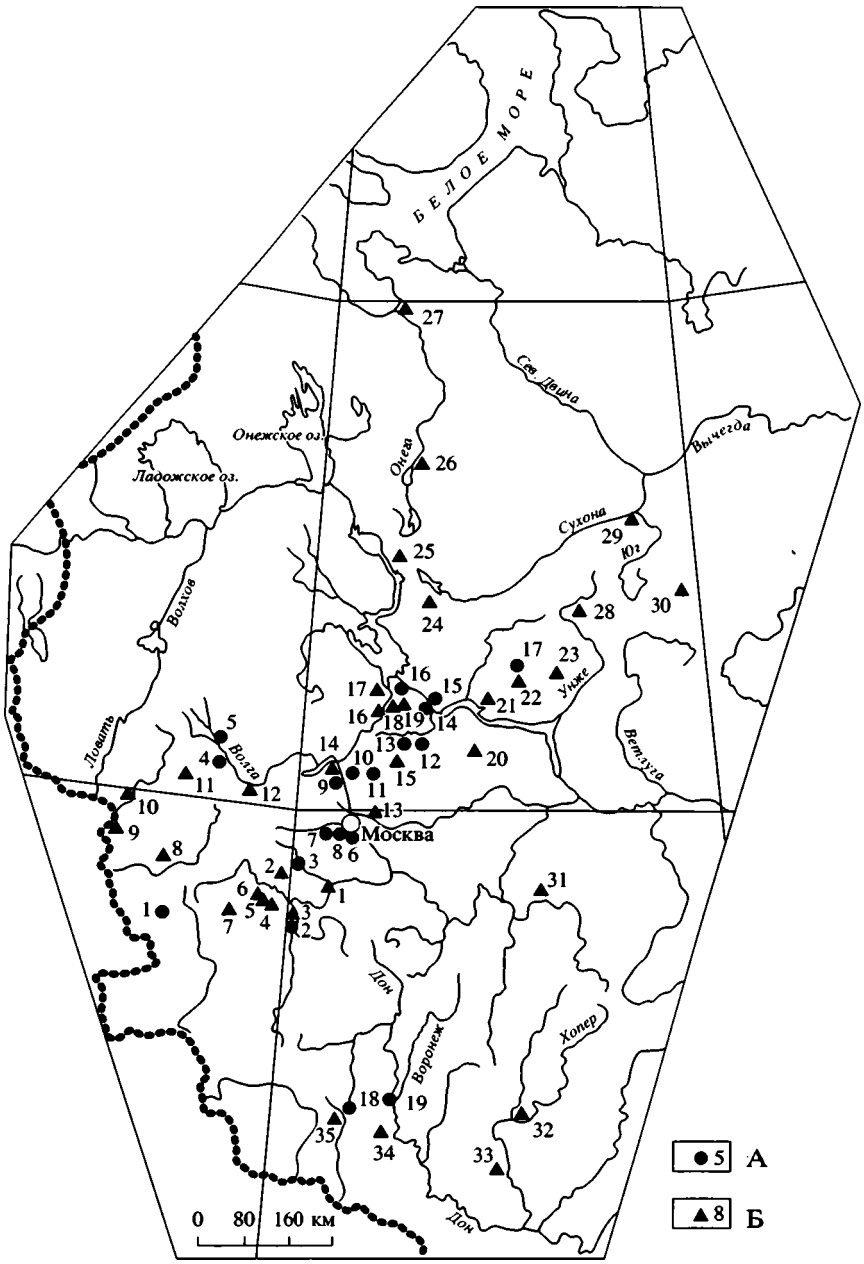


Рис. 1. Изученные важнейшие разрезы ледниковых и межледниковых отложений Русской равнины.

А – опорные районы и группы разрезов: 1 – Рославль (Конаховка, Малаховка, Сергеевка), 2 – Чекалин (Лихвин), 3 – Боровск – Сатино, 4 – Молодой Туд, 5 – Манухино, Лошаково, 6 – Москва, 7 – Одинцово – Акулово – Окатово, 8 – Лыткарино, 9 – Спас–Каменский, 10 – Дмитров, 11 – Кунья, 12 – Ростов – Неро, 13 – Черемошник – Шурскол, 14 – Ярославль – Печегда, 15 – Тутаев – Долгополка, 16 – Рыбинск – Черменино – Яковка, 17 – Галич – Горки, 18 – Стойлинский, 19 – Стрелицы.

Б – опорные и прочие изученные разрезы: 1 – Таруса, 2 – Мятлево, 3 – Брянькoво, 4 – Мещевск, 5 – Мосальск, 6 – Рессета, 7 – Спас–Деминск, 8 – Ярцево, 9 – Каспля, 10 – Смоленский Брод, 11 – Козлово–Береза, 12 – Вазуза–Зубцов, 13 – Балашиха, 14 – Марьино–Паньково, 15 – Плещеево озеро, 16 – Алтыново, 17 – Шестихино, 18 – Углич, 19 – Большое Село, 20 – Бибирево, 21 – Захарьино, 22 – Челсма, 23 – Пепелово, 24 – Молочное, 25 – Ферапонтово, 26 – Каргополь, 27 – Онега, 28 – Анюг, 29 – Великий Устюг, 30 – Гороховская, 31 – Нароватово, 32 – Новохоперск, 33 – Нижне-Долговский, 34 – Урыв, 35 –Лебединский.

подкрепленных палеофаунистическими, геохронологическими, палеомагнитными исследованиями для континентальных отложений и статистически обработанных изотопно-кислородных и фораминиферовых данных для океанских отложений.

Поскольку наши собственные континентальные данные относятся большей частью к Восточ-

но-Европейской равнине, то мы рассматриваем развитие только Скандинавского ледникового щита, полагая его синхронным Североамериканским в масштабе плейстоцена.

В работе мы старались придерживаться классических представлений К.К. Маркова о содержании понятий ледниковая эпоха и межледниковая эпоха (Марков, 1955). В континентальной части исследования в основном использовался материал по ледниковой области, без широкого привлечения данных внеледниковых районов. С одной стороны, это суживало возможности и затрудняло работу. Но с другой стороны, давало возможность строже подходить к достоверности интерпретации палеоклиматических данных и обращаться непосредственно к конкретным, бесспорно моренным образованиям и к межморенным горизонтам.

Работа велась по трем блокам: обобщение климато- и литолого-стратиграфических данных древнеледниковой зоны, результатов палеоландшафтных исследований для средней полосы Восточно-Европейской равнины и сопоставление их с палеоокеанологическим данными.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Климатостратиграфические данные по древнеледниковой зоне

Для ранних этапов неоплейстоцена в центральном регионе Русской равнины устанавливается сложная периодизация событий. Здесь уверенно выделяются как минимум три самостоятельных межледниковья. Два из них – акуловское и окатовское – предшествуют донскому оледенению, а одно – рославльское (мучкапское) – следует непосредственно за ним (Маудина и др., 1985; Фурсикова и др., 1992; Шик, 1993; Писарева, 1997).

Палеоботанические исследования наиболее древнего – акуловского – межледниковья впервые проведены (Маудина и др., 1985) по разрезам Западного Подмосковья близ ст. Одинцово у дер. Акулово (расположение разрезов см. на рис. 1). Эти отложения были отнесены к самым ранним этапам неоплейстоцена и частично к эоплейстоцену[1] на основании богатства ископаемой флоры, обладающей всеми чертами преемственности от флор плиоцена. Для акуловского времени характерно разнообразие хвойных и широколиственных пород, включающих наиболее теплолюбивых представителей: Eucommia, Castanea, Pterocarya, Morus, Ilex и др., высокое содержание (более 30%) локальных и региональных экзотов, а также более 11% вымерших видов: Aracites cf. interglacialis Nikit., A. cf. jonstrupii (Hartz) Nikit., Azolla interglacialis Nikit. и др. (Маудина и др., 1985; Писарева, 1997).

К вопросу о стратиграфическом положении акуловского межледниковья мы неоднократно возвращались (Писарева, 1997) в связи с противоречиями между результатами палеомагнитных и палинологических исследований. Так, согласно палеомагнитным данным, акуловские отложения относятся В.В. Семеновым (Маудина и др., 1985) к эпохе Брюнес, в то время как полученные нами палеоботанические материалы свидетельствуют об их более древнем возрасте.

В разрезах средней полосы ледниковой области Восточно-Европейской равнины, как и Прибалтики (Кондратене, 1996), положение палеомагнитной границы Брюнес/Матуяма достоверно не установлено. В настоящее время хронологически она проводится на уровне 780 тыс. лет (Shackleton et al., 1990; Bassinot et al., 1994) и близка к границе неоплейстоцена и эоплейстоцена. К последнему, вероятно, следует относить значительную часть акуловского межледниковья (рис. 2) и, соответственно, предшествующее ему похолодание (проблематичное ликовское оледенение). Согласно данным В. Загвейна (Zagwijn, 1996), такая богатая флора в сочетании с Eucommia встречается только в нижнем горизонте кромера – в интергляциале 1, который относится к палеомагнитной эпохе Матуяма. В Прибалтике близкая по составу флора была обнаружена в эоплейстоцене – в разрезе Даумантай на юго-востоке Литвы (Кондратене, 1996).

Окатовское межледниковье, названное по местонахождению опорных разрезов у дер. Окатово в Западном Подмосковье, отличается от акуловского более бедным составом как хвойных, так и широколиственных пород. По мнению Т.В. Якубовской, изучавшей макроостатки, окатовская флора наиболее близка к раннеплейстоценовой флоре разреза Корчёва в Белоруссии (Фурсикова и др., 1992)[2]. Поскольку отторженцы окатовских гиттий часто встречаются в донской морене, можно предполагать широкое развитие озерно-болотных отложений этого возраста в преддонское время (Шик, Писарева, 1998). Судя по флоре, акуловское и окатовское межледниковья разделялись, вероятно, длительным интервалом, в котором могли чередоваться похолодания и потепления различного ранга.

Что касается древнейших – преддонских – оледенений, то их распространение все еще остается проблематичным. До сих пор не прослежены вза-

[1] Стратиграфический объем неоплейстоцена в данной работе понимается в рамках Постановления МСК от 02. 02. 1995 г. и приблизительно совпадающим с хроном Брюнес. Эоплейстоцен рассматривается в объеме апшеронского яруса, ранее относимого к верхнему плиоцену.

[2] Л.Н. Вознячук (1985) считал корчевский интергляциал догюнцским, т.е. значительно более древним, чем беловежское межледниковье.

имоотношения собственно моренных горизонтов, не получено достаточного подтверждения их стратиграфических позиций, слабо изучен вещественный состав валунных отложений. На следы древних оледенений часто указывают лишь разрозненные, преимущественно косвенные данные (находки эрратических галечников и пр.).

В связи с этим выделение в основании Акуловского разреза Подмосковья древнейшей – ликовской – морены (Маудина и др., 1985; Шик, 1993) слабо обосновано, так как генезис встреченных здесь маломощных валунных суглинков весьма проблематичен. К более надежно установленным мы можем отнести только первую преддонскую (сетуньскую) морену, выделенную в Подмосковье и Рославльском районе (Маудина и др., 1985; Фурсикова и др., 1992; Шик, 1993; Бирюков и др., 1994 и др.). Но и она фиксируется по единичным разрезам на основании условий залегания и практически не прослежена на остальной территории. Судя по относительно редким находкам эрратических галечников, площадь распространения додонских оледенений ограничена северной и центральной частями рассматриваемой территории.

Исходя из сказанного, на рис. 2, где даны наши представления о палеогеографической ритмике неоплейстоцена, распространение сетуньского оледенения южнее Москвы обозначено с известной долей условности. В то же время необходимо отметить, что похолодание, связанное с сетуньским временем, было настолько сильным, что в бассейне Дона и Днепра проявились признаки существования вечной мерзлоты с развитием клиновидных полигональных структур (Величко и др., 1999).

Маркирующий горизонт трехслойной донской морены прослеживается на Окско-Донской равнине, в центральном регионе, на склонах Среднерусской и Приволжской возвышенностей. Его возраст надежно обоснован находками в подстилающих отложениях моисеевской свиты у г. Мучкап остатков грызунов среднетираспольского возраста, а в перекрывающем ее аллювии – позднетираспольской фауны мелких млекопитающих (Красненков и др., 1997). Позднетираспольская фауна была обнаружена выше донской морены и во многих других разрезах бассейна Дона: Вольная Вершина, Коростелево, Кузнецовка, Клёпки и др., а также в Поднепровье – в окрестностях г. Рославля у д. Конаховка, с. Подруднянский, у д. Сергеевка и др. (Красненков и др., 1984; Агаджанян, 1992; Маркова, 1998). Таким образом, принадлежность донской морены к раннему неоплейстоцену можно считать доказанной. В Западном Подмосковье и Смоленской области донская морена, залегающая под рославльскими межледниковыми отложениями, известна под названием перекшинской и остерской (Маудина, 1985; Бирюков и др., 1994).

В Донском регионе эта морена обладает специфическим составом заполнителя и обломочного материала (Грибченко, 1980; Красненков и др.,1984; Рунков и др., 1993). Здесь нередки проявления гляциотектоники, отмечены отторженцы, особенно в юго-западном крыле покрова. Минеральный состав донской морены, изученный в последнее время в опорных разрезах Стрелица, Стойлинский, Новохоперск, Нароватово и др., как и петрографический состав включений, отличается ярко выраженной унаследованностью от состава подстилающих пород. Среди тяжелых минералов этих моренных отложений преобладают компоненты местных питающих провинций: дистен, глауконит, сульфиды, турмалин, при незначительной (обычно до 4–6 %) примеси экзотической роговой обманки.

Несмотря на достаточно хорошую изученность донской морены, все же остается открытым вопрос о предполагаемой стадийности донского оледенения в связи с трехъярусным строением ледникового комплекса и существенными различиями минералого-петрографического состава слоев. На принадлежность выдержанных горизонтов морены к разным стадиям оледенения может указывать наличие между ними водноледниковых отложений и несколько отличный минералого-петрографический состав моренных слоев. Что касается вопроса о господствующих центрах этого мощного оледенения, то он не может быть пока решен однозначно, поскольку нельзя исключить влияния как Скандинавской, так и Североуральской областей сноса.

Последующее рославльское (мучкапское) межледниковье является одним из наиболее изученных. Его отложения перекрывают донскую морену, охарактеризованы фауной грызунов (Величко и др., 1989; Агаджанян, 1992; Маркова, 1998) и многочисленными палеоботаническими данными (Величкевич, 1982; Красненков и др., 1984; Бирюков и др., 1994; Писарева, 1997). Для рославльского межледниковья устанавливаются три климатических оптимума (Маудина и др., 1985; Писарева, 1997). Первый – глазовский и второй – конаховский выделяются на пыльцевых диаграммах отложений Рославльского стратоpайона и Подмосковья (Шик и др., 1998). Третий – галичский оптимум, впервые наиболее подробно изученный по разрезу рославльских отложений у г. Балашиха (Писарева и др., 1979), позднее выделен в разрезах д. Акулово близ ст. Одинцово и в районе г. Галич на р. Челсма. В интервалах между оптимумами наблюдается общее обеднение флоры, но доказательств в пользу существования в это время материковых оледенений не получено

ни по флоре, ни по фауне. Не выявлено также и следов криогенеза.

Важно отметить, что ранненеоплейстоценовый возраст рославльских межледниковых отложений подтверждается и тем, что в Рославльском страторайоне (у д. Малаховка) и других разрезах Западного и Северного Подмосковья, а также в бассейне Днепра они перекрываются окской мореной и лихвинскими межледниковыми отложениями (Шик, Писарева, 1998).

В целом рославльские отложения хорошо коррелируются с отложениями беловежского межледниковья Белоруссии (Вознячук, 1985), фердинандувского интергляциала Польши (Janczyk-Kopikowa, 1991), фойгштедского Германии (Эрд, 1972), верхними горизонтами кромерских отложений Восточной Англии (West, 1980) и Голландии (Zagwijn, 1996).

Последующее оледенение раннего неоплейстоцена – окское – сопоставляется с эльстерским Западной Европы. Оно уверенно реконструируется в бассейне р. Оки в разрезах Лихвинка, Брянькoво (Разрезы отложений ..., 1977), Таруса (Судакова, 1990), в Рославльском стратотипическом районе (Бирюков и др., 1994), в опорном разрезе Нароватово (Рунков и др., 1993). Во всех этих пунктах окская морена залегает в подошве лихвинских межледниковых отложений.

В окских ледниковых отложениях обнаружен эпизод обратной намагниченности, названный по месту нахождения брянькoвским (Судакова, Большаков, 1977; Исаева и др., 1978), что позволяет коррелировать их с дайнавской (эльстерской) мореной Западной и Центральной Европы и Литвы (Гайгалас, 1979). Хотя широкое распространение окской морены по правобережью Средней Оки вплоть до нижнего течения р. Мокши не вызывает сомнения, контуры самой границы требуют уточнения. Диагностическим признаком петрографических и минералогических спектров морены служит повышенный фон компонентов местного происхождения в ущерб дальнеприносным, что сближает ее с составом донской морены. Однако в отличие от последней, в тяжелой фракции минералов окской морены заметно возрастает роль фенноскандинавской роговой обманки (~20 %), граната (~15 %), эпидота (~15 %), циркона и других акцессорных минералов.

Лихвинский горизонт среднего неоплейстоцена хорошо сопоставляется с европейским гольштейном как по флоре, так и фауне (Гричук, 1989; Разрезы отложений..., 1977; Шик, Писарева, 1998; Маркова, 1998 и др.). Результаты детальных исследований позволили составить четкие представления об этапах развития растительности и климате этого межледниковья (рис. 2).

Теперь в новой интерпретации представляется последовательность теплых и холодных фаз всего окско-днепровского интервала. Изучение разрезов Тверской области – на р. Большая Коша, у деревень Булатово и Тяглицы, а также в Северном Подмосковье у дервень Паньково и Марьино, послужило основанием для выделения вслед за лихвинским межледниковьем двух межстадиальных потеплений – кошинского и марьинского (Писарева, 1997), за которым и следует глубокое калужское похолодание и значительное чекалинское потепление, впервые выделенное в Лихвинском (Чекалинском) стратотипическом разрезе (Судакова, 1975; Болиховская, 1995).

Аналогичными кошинскому и марьинскому потеплениям, вероятно, являются межстадиалы хогвейн и бантега, которые выделяются В. Загвейном в нидерландских разрезах выше гольштейна (Zagwijn, 1985). Один из них нашел отражение в стратиграфической схеме среднего неоплейстоцена Франции (Reille et. al., 1998). Далее цитируемыми авторами реконструируется баржеттский гляциал, вероятно, соответствующий калужскому похолоданию, и хорошо выраженный ландосский интергляциал (межледниковье). Последний, возможно, соответствует чекалинскому потеплению Русской равнины. В Германии выше гольштейна фиксируется фунесское похолодание и демницкое потепление межледникового ранга, или "теплое время вакен" (Das Quartär Deutschland, 1995).

В ледниковом разрезе среднего неоплейстоцена выделяются морены – днепровская и московская, отвечающие (по мнению одного из авторов данной статьи – Н.Г. Судаковой[3]) двум крупным самостоятельным оледенениям: днепровскому и следующему за ним московскому. Днепровская и московская морены типично представлены в Подмосковье, на средней Протве, в Ржевском и Ярославском Поволжье и хорошо коррелируются по основным показателям состава с печорской и вычегдской моренами Северо-Востока Русской равнины (Андреичева и др., 1997).

Стратиграфическая позиция днепровского ледникового горизонта четко определена в Чекалинском и Рыбинском опорных разрезах (Разрезы отложений..., 1977; Судакова, 1990; Агаджанян, 1992; Судакова и др., 1996). Его характерным диагностическим и корреляционным признаком является господствующая ориентировка обломков, указывающая на Тимано-Уральскую область сноса ледникового материала (Карпухин, Лавров, 1974; Sudakova et al., 1995; Андреичева и др., 1997) и специфический петрографический и минеральный состав ледниковых отложений.

По контрасту с днепровской, в московской морене меньше эпидота и граната, но значительно

[3] Другие соавторы данной статьи считают, вслед за А.А. Величко (1975), А.А. Величко и др. (1989), что это две стадии одного оледенения.

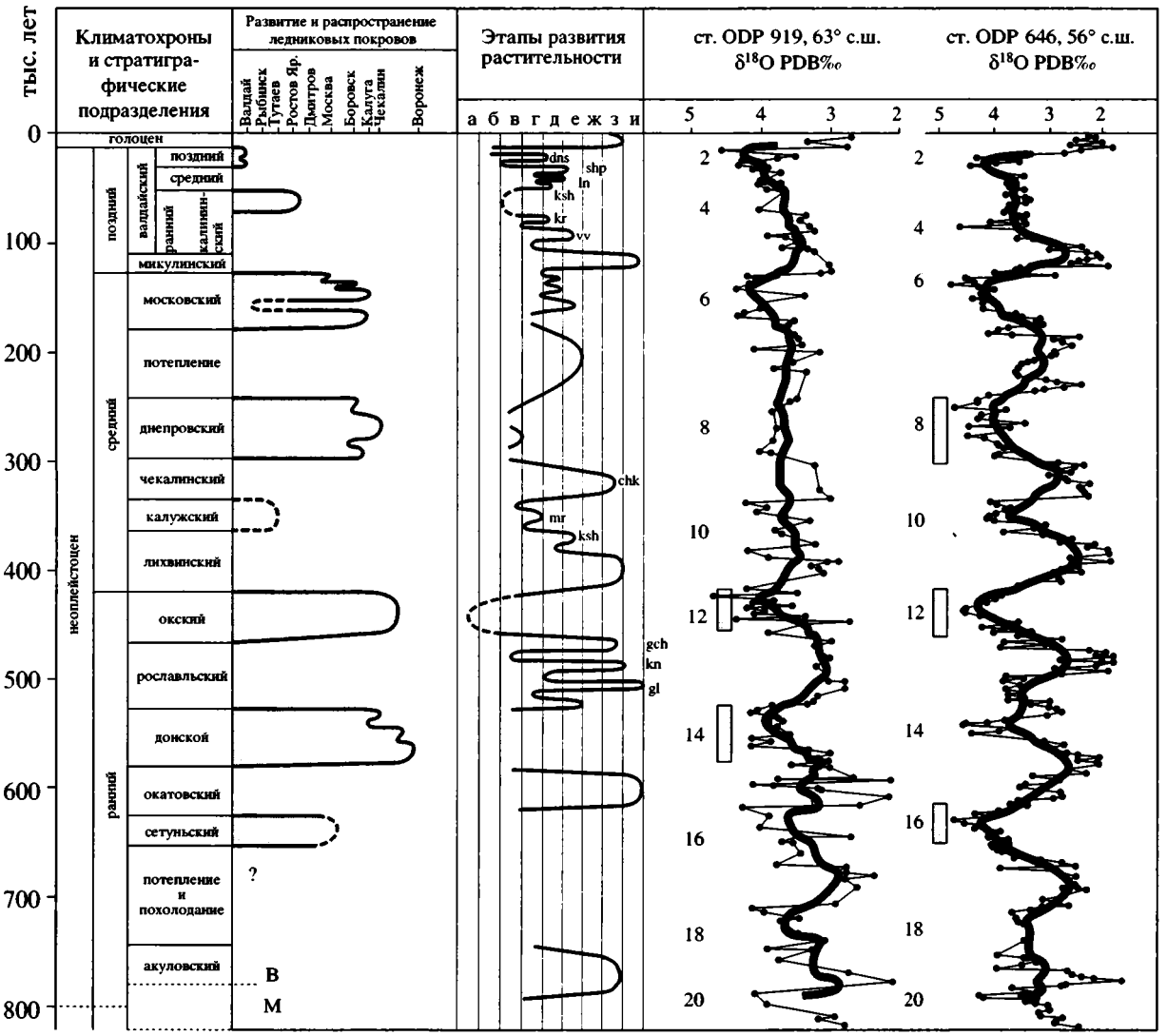


Рис. 2. Палеогеографическая ритмика плейстоцена.

Распространение ледниковых покровов, достоверно установленное, показано сплошной линией. Максимальное распространение покровов, точно не установлено, показано пунктиром.

Этапы развития растительности приведены для ≈56°–57° с.ш. Русской равнины. Ландшафтные зоны: а – арктическая пустыня; б – тундро-степь; в – перигляциальная лесостепь; г – светлохвойные и мелколиственные леса; д – северотаежные леса; е – среднетаежные леса; ж – южнотаежные леса; з – хвойно–широколиственные леса; и – широколиственные леса.

Климатостратиграфические подразделения низших рангов: **оптимумы**: gl – глазовский, kn – конаховский, gch – галичский; **интерстадиалы**: kch – кошинский, mr – марьинский, vv – верхневолжский; **потепления**: chk – чекалинское, kr – красногорское, ksh –кашинское, ln – ленинградское, shp – шапуровское, dns – дунаевское.

Изотопно-кислородные кривые, полученных по карбонату планктонных фораминифер колонок глубоководного бурения дна Атлантического океана, показаны тонкими линиями. Результаты снятия с них высокочастотной компоненты показаны толстыми линиями (по Николаеву, 2000). Затемненные прямоугольники подчеркивают особо значимые климатические колебания раннего и среднего плейстоцена, обсуждаемые в тексте.

Пунктиром обозначено предполагаемое по флористическим данным положение границы Брюнес (В)/Матуяма (М).

больше руководящего фенноскандинавского минерала – роговой обманки, содержание которой в тяжелой фракции достигает 25–30 %. Такой трансформированный состав согласуется с повсеместно установленным юго-восточным направлением движения ледниковых потоков из скандинавского центра оледенения.

Отмечается характерная рельефообразующая роль московского оледенения по всему его фронту от бассейна Лужи, Верхней Протвы и Волги до

Ярославского Поволжья (Московский ледниковый..., 1982; Судакова, 1990). Межстадиальные образования зафиксированы в Костромском Поволжье (Писарева, 1965), в Северном Подмосковье (Носов, Скиба, 1975), а в последнее время обнаружены и на Верхней Протве. Однако к корреляции этих интерстадиальных отложений по палеоботаническим данным следует подходить с осторожностью, особенно в тех случаях, когда они охарактеризованы фрагментарно или их стратиграфическое положение не вполне ясно. Сказанное касается прежде всего костромского интерстадиала, стратиграфическая позиция которого еще требует уточнения.

Поздний неоплейстоцен на Русской равнине представлен отложениями микулинского межледниковья, коррелируемого с эемскими отложениями Центральной и Западной Европы, и последующего валдайского холодного этапа. Отложения маркирующего микулинского межледниковья, благодаря трудам многих исследователей, в палеоботаническом отношении изучены достаточно полно (Гричук, 1982; Величко и др., 1993). Появление на некоторых единичных диаграммах второго максимума пыльцы широколиственных пород чаще всего связано с переотложением микрофоссилий (Гричук, 1989).

В позднем неоплейстоцене в результате комплексных палеогеографических исследований в центральных районах Русской равнины рядом исследователей выделены следы двух морен: ранневалдайской калининской и поздневалдайской осташковской, границы распространения которых и их самостоятельность как ледниковых событий вызывают острую дискуссию. В начале валдайского времени проявляется не менее двух криохронов и термохронов. Раннее из них – курголовское похолодание – сменилось верхневолжским интерстадиалом, сопоставляемым с бреруном и его ранней фазой – амерсфортом.

В последующее время, по мнению ряда исследователей (Заррина, 1991; Алексеев и др., 1997; Судакова и др., 1997), оледенение оставило покровную морену в Ржевском Поволжье, в северном Подмосковье, в Ростовской низине, Рыбинско-Тутаевском Поволжье. В ряде опорных разрезов (Лошаково, Дмитров, Черемошник, Черменино, Долгополка) калининская морена залегает непосредственно на надежно датированных микулинских осадках и отличается своеобразным строением и составом (Путеводитель экскурсий..., 1981; Лазуков и др., 1982; Судакова и др., 1996 и др.). Геохронологические рубежи калининского оледенения определены серией термолюминесцентных датировок (Алексеев и др., 1997; Судакова и др., 1997).

Имеется и иная точка зрения, которой придерживается, в частности, В.В. Писарева, согласно которой ранневалдайский ледник скорее всего не выходил далеко за пределы склонов Балтийского щита по всему фронту оледенения (Величко и др. 1993). Тем не менее похолодание, соответствующее этому времени, хорошо выраженное по всем палеоботаническим материалам, является довольно значительным. Оно привело к накоплению лессов и проявлению криогенных деформаций не только на севере Восточно-Европейской равнины, но и в ее центральных районах (Величко и др., 1999).

В среднем валдае (около 50 тыс. лет назад) по многочисленным материалам выделяется мегаинтерстадиал, в рамках которого отмечается чередование похолоданий и потеплений. На протяжении всего этого времени климатические условия оставались холоднее современного.

Дальнейшее похолодание привело к возникновению поздневалдайской стадии оледенения. Активное продвижение льдов в это время происходило из Скандинавского ледникового центра. За пределами покровного оледенения на многие километры распространялась область подземного оледенения (Величко и др., 1999).

Предложенная пространственно-временная структура развития древних ледниковых событий (рис. 2) была разработана для всей ледниковой области Русской равнины (Судакова, 1993; Судакова и др., 1998). Их сопряженный анализ приводит к следующим заключениям.

Ледниковая ритмика на Русской равнине, проявляющаяся, по крайней мере, с начала эоплейстоцена, в хроне Брюнес приобрела устойчивые тенденции. В объеме неоплейстоцена достоверно выделяются 7 ледниковых комплексов. Последние маркируются моренными горизонтами и однозначно подтверждаются всеми остальными диагностическими признаками. Занимаемые ими площади, судя по реконструкциям границ максимального распространения покровов, направленно сокращались от ранненеоплейстоценового донского оледенения к поздневалдайскому.

Покровы проблематичных додонских оледенений, вероятно, наоборот, возрастали во времени, не выходя за пределы северной и центральной частей рассматриваемой территории. Но границы их распространения, как и само существование, могут быть намечены весьма предположительно, так как следы этих оледенений на большей части территории уничтожены последующей экзарацией и размывом.

Дальше всего на юг продвигались льды в донское и окское время. Наиболее надежно обоснована стратиграфическая позиция донского ледникового горизонта, но при этом остался открытым вопрос о центрах донского оледенения и его предполагаемой стадийности. Стратотипическая окская морена распространена в бассейне Верхней и

Средней Оки, включая опорные разрезы Лихвинка, Бряньково, Таруса, Нароватово и др.

В среднем неоплейстоцене маркирующие горизонты днепровской и московской морен выделены с использованием максимально возможного количества диагностических критериев. Большая детальность площадных литологических исследований позволила воссоздать потоковую и маргинальную структуру как днепровского, так и московского оледенений, а контрастная литологическая характеристика отложенных ими морен, как отмечалось, послужила основанием для уверенной их корреляции на обширной территории от Верхней Оки и Протвы до Тимана и далее до Предуралья включительно (Андреичева и др., 1997).

В отношении позднего неоплейстоцена для правобережья Верхней Волги получены убедительные свидетельства продвижения сюда калининского ледникового покрова (Судакова и др., 1998). Это не означает, однако, повсеместного развития ледниковых событий подобным образом по всему периметру двух поздненеоплейстоценовых ледниковых покровов.

Палеоландшафтные данные

Для реконструкции палеоландшафтов выбрана территория, расположенная между ≈56°–57° с.ш. и по своему широтному положению приблизительно соответствующая Московской и Тверской областям с современным умеренно-континентальным климатом, входящая в зону широколиственно-еловых лесов. Здесь сосредоточено наибольшее число детально изученных опорных и стратотипических разрезов. В основу реконструкций биотических компонентов ландшафта и климата положены результаты палеоботанических, фаунистических и литолого-фациальных исследований. При обобщении палеоботанического материала предпочтение отдавалось наиболее полным разрезам, в которых присутствуют озерно-болотные отложения, представляющие наиболее благоприятный объект для реконструкций. Несмотря на имеющиеся пробелы по отдельным интервалам и весьма обобщенную характеристику сукцессий, принятую на рис. 2, общая тенденция развития природной среды здесь проявляется достаточно отчетливо.

Ранний неоплейстоцен и эоплейстоцен

Во время климатического оптимума самого древнего изученного в средней полосе акуловского межледниковья на территории Подмосковья произрастали полидоминантные хвойно-широколиственные леса сложного состава с разнообразными папоротниками в наземном покрове: Osmunda cinnamomea, O. claytoniana, O. regalis, Onoclea sp. Adiantum sp. Состав ископаемой флоры свидетельствует об умеренно теплом климате с температурой января около 0° и июля около +22°.

Самостоятельность более позднего окатовского межледниковья подтверждается наличием предшествующего ему климатического пессимума. Степень похолодания и континентальности климата этого пессимума можно представить по общему возрастающему участию травянистых и кустарничковых растений и уменьшению содержания пыльцы древесных пород, отсутствию среди них термофильных элементов, преобладанию бореальных видов, постоянной встречаемости тундровых и арктоальпийских видов. Такой состав флоры соответствует лесотундровым ландшафтам.

В собственно окатовском межледниковье устанавливается 5 фаз в развитии растительного покрова. В период климатического оптимума на территории западного и северного Подмосковья произрастали полидоминантные широколиственные леса из дуба, вяза, липы, граба с примесью лапины, каштана, кизила, винограда, восковниковых (Фурсикова и др., 1992; Шик и др., 1994).

Во время деградации донского ледникового покрова в Подмосковье существовала перигляциальная лесостепь (Писарева и др., 1979). Систематические находки Alnaster fruticosus на обширной территории вплоть до бассейна Дона свидетельствуют о распространении многолетней мерзлоты.

В продолжительном рославльском (мучкапском) межледниковье проявляются три климатических оптимума. В раннем – глазовском – господствовали полидоминантные широколиственные леса, продвигавшиеся к северу примерно до широты 59° и к югу до широты 51°. Во втором – конаховском – произрастали широколиственно-хвойные леса с участием граба. В позднем – галичском оптимуме – они сменились хвойно-широколиственными лесами с пихтой и грабом. В интервалах между оптимумами распространялась бореальная растительность с доминирующими в отдельные этапы еловыми и елово-сосновыми лесами, местами заболоченными (Писарева, 1997). Ландшафт окской ледниковой эпохи в период деградации покрова представлял собой перигляциальную лесотундру.

Средний неоплейстоцен

В лихвинскую межледниковую эпоху в бассейне Верхней Волги доминировали ельники с пихтой и участием дуба, граба, лапины, каштана, винограда. Непосредственный переход от лихвинского межледниковья к похолоданию выразился в распространении бореальных лесных формаций, что можно проследить по результатам исследования непрерывных разрезов, расположенных на территории Тверской области и Северного

Подмосковья. Во время первого послелихвинского похолодания перигляциальная растительность еще не сформировалась.

Дальнейшее изменение природных условий было связано с кошинским интерстадиалом, который впервые был выделен В.П. Гричуком (1989) на р. Большая Коша и впоследствии прослежен по многим материалам исследования озерных осадков в бассейне Верхней Волги и в Подмосковье. Согласно палеоботаническим данным, растительность этого интерстадиала напоминала среднетаежные леса Западной Сибири. Состав флоры позволяет оценить температуру самого холодного месяца не выше –16°С и наиболее теплого +17°С.

Эволюция ландшафтов более позднего времени проходила под влиянием прогрессирующего похолодания и дальнейшего усиления континентальности климата, что привело к развитию редкостойных березовых лесов с лиственницей и формированию перигляциального ландшафта. Наступившее затем марьинское интерстадиальное потепление (разрез у д. Марьино в Северном Подмосковье) сопровождалось расселением хвойных лесов и березняков.

Самым значительным из всех послелихвинских похолоданий было калужское, выделенное при изучении лихвинского стратотипа (Разрезы отложений..., 1977; Судакова, 1975; Болиховская, 1995). В это время господствовала перигляциальная тундра. С этим глубоким похолоданием, очевидно, было связано оледенение более северных территорий. Границы его продвижения до центральных районов в настоящее время уточняются. Последующее потепление межледникового ранга, получившее название чекалинского (Разрезы отложений..., 1977), по теплообеспеченности уступало лихвинскому межледниковью и сопровождалось расселением смешанных хвойно-широколиственных лесов более бедного флористического состава (Болиховская, 1995). Что касается климатических осцилляций в интервале между чекалинским потеплением и началом днепровского оледенения, то по всей вероятности, они были весьма кратковременными.

О перигляциальных условиях, предшествующих днепровскому оледенению, свидетельствуют находки леммингoвой фауны в разрезах у г.г. Чекалина и Рыбинска – д. Копаево (Агаджанян, 1992). Своеобразие биотопов сближает палеогеографическую обстановку с тундровыми ландшафтами Якутии. Многие исследователи отмечают для этого периода признаки вымораживания в условиях вечной мерзлоты, разнообразные криогенные явления – образование клиньев, "котлов кипения", криотурбаций.

Изучение проблематичного потепления между днепровской и московской эпохами пока не позволяет однозначно решить вопрос о характере ландшафтных и климатических изменений во второй половине среднего неоплейстоцена. Несмотря на разную трактовку событий этого времени, наиболее вероятным по палеоботаническим данным, по-видимому, будет вывод об интерстадиальных условиях днепровско-московского интервала, в климатическом оптимуме которого на территории центральных районов произрастали разреженные еловые леса с примесью пихты, кедра, лиственницы, сосны и березы (Писарева, 1965). Это согласуется с представлениями К.К. Маркова (1939, 1955), А.А. Величко и др. (1989) и др. о стадиальном характере днепровского и московского оледенений.

На фоне суровых климатических обстановок московского оледенения намечаются периоды смягчения климата и ослабления его континентальности. С потеплениями могли быть связаны существенные регрессии ледникового покрова, а с похолоданиями – продвижение его вглубь материка. В переходное время от московского оледенения к микулинскому межледниковью произрастали разреженные леса из ели Picea obovata и сосны. Своеобразие флоры определялось присутствием аркто-бореальных и аркто-альпийских видов, обычно входящих в состав перигляциальной растительности.

Поздний неоплейстоцен

Растительность и палеоклиматы микулинского (эемского) межледниковья, благодаря трудам В.С. Доктуровского, В.И. Сукачева, В.П. Гричука, Э.М. Зеликсон и др. исследователей, изучены достаточно подробно. Обобщая накопленный палеоботанический материал, удается воссоздать динамику ландшафтов всего межледниковья (рис. 2). В общем плане, зональная структура микулинского межледниковья была близка к современной, но северная граница широколиственных лесов в оптимум смещалась к северу, а южная – к югу (Величко и др., 1999).

Последовательность природных фаз валдайской ледниковой эпохи на территории Европейской части России устанавливается по многочисленным биостратиграфическим данным (Борисова, Фаустова, 1994; Величко и др., 1999). В раннем валдае из двух выделенных похолоданий наиболее холодным было второе, сопровождавшееся распространением в центральных районах перигляциальной растительности. Природную обстановку средневалдайского (мончаловского) времени при всех чередованиях потеплений и похолоданий можно оценить как более суровую по сравнению с современной.

Максимальное похолодание в позднем валдае относится к периоду 23–17 тыс. лет. В поздневалдайское время устанавливается резко континен-

тальный климат, при котором происходит полная деградация лесной растительности. На территории Ярославского, Ивановского и Костромского Поволжья примерно 18 тыс. лет назад господствовала безлесная растительность. Флористический состав ее складывался из аркто-альпийских, бореальных и степных видов с участием галофитов. Крайне суровые континентальные условия способствовали разрастанию многолетней мерзлоты и криолитогенезу. Заключительный этап деградации поздневалдайского оледенения по радиоуглеродным датам определяется в интервале от 11 до 10.5 тыс. лет.

Палеоокеанологические данные

Как уже говорилось во введении, под влиянием широкого внедрения результатов изотопно-кислородных исследований океанских осадков были пересмотрены стратиграфические схемы в сторону унификации их с изотопными данными, которые на первый взгляд свидетельствовали о в общем равномерных, пилообразных колебаниях климата неоплейстоцена, и ранжирование климатических событий континентов отошло на второй план.

К сожалению, точность возрастных оценок четвертичных континентальных отложений пока еще оставляет желать лучшего. Особенно неблагополучно обстоит дело с датированием отложений древнее ≈0.35 млн. лет назад.

Без надежных реперных отметок расчленение и корреляция континентальных разрезов осложняется существующими разногласиями в интерпретации результатов реконструкций, разночтениями региональных стратиграфических и палеогеографических схем, недостаточно верной трактовкой ранга какого-либо климатического события. Еще большие трудности возникают при сопоставлении континентальных и океанских палеогеографических событий.

Неоднозначность интерпретации некоторых континентальных данных видна даже у авторов настоящей работы. Корреляция с океанскими событиями особенно затрудняется тем, что в континентальных разрезах ледниковых районов нет общепринятого местоположения границы палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма (Фаустов и др., 1997).

В этих условиях при попытках корреляции океанских и континентальных палеогеографических событий остается единственная возможность подсчета количества теплых и холодных эпох сверху, что собственно обычно и делается. Но в реальных условиях отсутствия ясных и общепризнанных представлений о ранге и стратиграфическом положении того или иного события, тех или иных отложений, такие попытки приводят разных авторов к различным субъективным результатам. Выход из такой ситуации может заключаться в попытке ранжирования или группировки главных климатических событий по океанским и континентальным данным или хотя бы в выделении дополнительных реперов, кроме границы Брюнес/Матуяма. Таким путем, в частности, идут Дж. Кукла (Kukla, 1977, 1996 и др.), В.А. Зубаков (1986). Без подобных дополнительных реперов проводить сопоставление океанских отложений с континентальными крайне сложно.

Математическая обработка изотопно-кислородных кривых выявила, во-первых, меридиональную неравнозначность амплитуды вариаций $\delta^{18}O$ карбоната одноименных изотопных ярусов и большую роль обычно четырех пиков, во-вторых, закономерные изменения в интенсивности проявления этих главных климатических событий во времени в разных широтно-климатических зонах Мирового океана (Николаев, 2000). Стабильно первостепенное значение имеют холодные климатические флуктуации конца хрона Брюнес: 2 и 6 изотопных стадий, сопоставляемые с поздневюрмским и рисским (позднерисским?) оледенениями альпийской шкалы. Эти ледниковые события являются одними из самых интенсивных во всех климатических зонах, кроме полярной, где слабо проявляется похолодание 6 стадии. Среди более древних холодных эпох роль наиболее значимых закономерно переходит к различным изотопным стадиям в зависимости от широтноклиматической зоны.

В экваториальной зоне кроме пиков 2 и 6 изотопных стадий такую же интенсивность имеют климатические события, соответствующие 16 и 22 изотопным стадиям. Пик 14 изотопной стадии минимален. В тропической зоне картина отличается тем, что временем наиболее значимых холодных климатических событий первой половины эпохи покровных оледенений северного полушария, кроме 16, выступает не 22, а 20 изотопная стадия.

В более северной зоне для первой половины хрона Брюнес доминируют холодные климатические события одной 16 изотопной стадии. Еще севернее, на широте южной оконечности Гренландии, это события 16 и 12 стадии. На 63° с.ш. на первый план по интенсивности выходят события 12 и 14 изотопных стадий. В арктической зоне, на 80° с.ш., наиболее холодными являются уже события 8 и 12 изотопных стадий при значительно меньшей роли более древних. Наблюдаемые различия вызываются, скорее всего, флуктуацией роли температурной составляющей изотопного сигнала, поскольку время перемешивания океанских вод не превышает 1.5 тысяч лет. Отмеченная широтная зависимость интенсивности проявления ледниковых событий, вероятно, лежит в

основе отмечавшейся еще К.К. Марковым метахронности оледенений и может оказать определенную помощь в корреляции климатических событий.

Для сравнения с континентальными данными нами выбраны две изотопно-кислородные кривые из Атлантического океана, полученные по раковинам планктонных фораминифер со ст. ODP 919 с 63°С и 37° З и ст. ODP 646 с 56° С и 48° З (рис. 2), как больше соответствующие рассматриваемым в статье природным зонам.

Первая колонка больше отражает ситуацию в развитии ледниковой зоны, во второй акцент смещен несколько южнее и, соответственно, ближе к области рассмотрения динамики ландшафтных зон, отраженной на этом же рисунке. На первой изотопной кривой наиболее значимыми являются события 12 и 14 изотопных зон, что и дало нам основание сопоставлять эти события с окским и донским оледенениями. Донское оледенение оставило морену, проникающую далеко на юг. Большая значимость 8 изотопной стадии характерна для кривых более низких широт.

Аналогично и на кривой динамики ландшафтных зон наиболее холодными в первой половине хрона Брюнес являются донское и окское время, разделенные наиболее теплым мучкапском интервалом. Для изотопной кривой из этой широтной зоны, в отличие от рассмотренной более северной, характерно существенное усиление роли похолодания времени 8 изотопной стадии (в нашей корреляции – днепровского времени) при уменьшении роли 14 и увеличении запасов тепла в лихвинское время (стадия 11).

Основываясь на предлагаемой корреляции ритмов первого порядка, можно попытаться провести сравнение и более высокочастотной ритмичности. Для сравнения мы использовали данные Ф. Бассино с соавторами (1994). Начнем сверху, против течения времени, поскольку более молодые отложения, естественно, изучены детальнее. Необходимо учитывать, что изотопные кривые этих авторов получены по колонкам из низких широт, поэтому ожидать аналогии в интенсивности пиков не приходится.

Совпадение кривой изменения ландшафтных зон с изотопной кривой для 3 стадии неплохое. Полному совпадению препятствует небольшое кашинское потепление, не проявляющееся на обобщенных изотопных кривых, включая известную кривую SPECMAP. Поскольку никаких сомнений в сопоставлении среднего валдая с 3 изотопной стадией нет, то неизбежно следует вывод о большей чувствительности континентальных данных.

Для 5 стадии совпадение полное. В 6 изотопной стадии фиксируется три холодных пика, на континенте в московское время – 4. В седьмой изотопной стадии отмечается три теплых пика, по континентальным же материалам это – единое потепление. Но надо заметить, что имеющиеся континентальные разрезы данного времени недостаточно полные. Морена днепровского времени трехчленна, как и 8 стадия кривой SPECMAP. Девятая изотопная стадия формально двучленна, но ее поздний пик очень мал, что неплохо параллелизуется с единым чекалинским межледниковьем. Двучленное калужское время соответствует двучленному пику 9 стадии. Совпадает и ритмика 10 стадии и лихвинского межледниковья. Для 12 изотопной стадии, с которой мы сопоставляем окское время, Ф. Бассино с соавторами также дает реально единый пик. Пик 13 стадии, с которой мы параллелизуем мучкапское время, также имеет три теплые фазы. Дальнейшее сопоставление ритмики в нашем случае бесполезно, т.к. континентальные данные отрывочны. Но, как показано выше, до 13 изотопной стадии включительно вполне можно проводить корреляцию даже для более высокочастотных климатических изменений.

ВЫВОДЫ

1. Проведена ревизия неоплейстоценовых отложений ледниковой зоны Русской равнины. Для хрона Брюнес достоверно устанавливается 8 полных крупных ритмов: сетуньско-окатовский, донско-рославльский, окско-лихвинский, калужско-чекалинский, днепровский с потеплением межстадиального ранга, московско-микулинский, ранневалдайский со средневалдайским мегаинтерстадиалом и верхневалдайский – голоценовый, и по меньшей мере 7 ледниковых покровов, которые маркируются моренными горизонтами и однозначно подтверждаются характерными диагностическими признаками.

2. По палеоботаническим данным выделены этапы развития растительности от раннего неоплейстоцена до голоцена. Устанавливается сложный характер палеогеографических событий как для межледниковых, так и, в некоторых случаях, ледниковых эпох.

3. Сопоставление континентальных данных с океаническими для соответствующих широтных зон, опирающееся на особенности иерархии интенсивности проявления климатических изменений, позволяет коррелировать климатические события. При этом валдайское время параллелизуется со 2 и 4 изотопными стадиями, московское – с 6, днепровское – с 8, окское – с 12, донское – с 14, сетуньское – с 16.

4. Сопоставление более высокочастотной ритмики возможно до 13 изотопной стадии включительно. Показана практически полная сопоставимость изотопных подстадий и колебаний конти-

нентальных высокочастотных климатических событий при предложенной корреляции ритмики первого порядка.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ № 02-05-64879, за что авторы выражают благодарность Фонду.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ РАН, 1992. С. 37–49.

Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горецкий К.В. и др. Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография. М.: Геос, 1997. С. 15–24.

Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены Севера и Центра Русской равнины. Екатеринбург: РАН, УО КОМИ НЦ, 1997. 83 с.

Бирюков И.П., Валуева М.Н., Шик С.М. и др. Плейстоцен Рославльского страторайона // Тез. докл. Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 27.

Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 270 с.

Былинский Е.Н. Детализированная стратиграфическая схема плейстоценовых отложений Русской платформы // Бюл. Региональной межведомствен. стратиграф. комис. по Центру и Югу Русской платформы. М.: РМСК, 1992. Вып. I. С. 142–148.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 79–88.

Величкевич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.

Величко А.А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН СССР, 1975. С. 7–25.

Величко А.А., Ахлестина Е.Ф., Борисова О.К. и др. Восточно-Европейская равнина // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: Геос, 1999. С. 43–83.

Величко А.А., Борисова О.К., Доскач А.Г. и др. Развитие ландшафтов в позднем плейстоцене. // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Вып. 1. М.: Наука, 1993. С. 12–18.

Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д. и др. Хроностратиграфия лессово-почвенной формации и ее значение в корреляции и периодизации ледниковой, перигляциальной и приморской областей // Четвертичный период. Палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца, 1989. С. 14–21.

Величко А.А., Шик С.М. Роль детальных комплексных стратиграфических разработок в практике геологического и палеогеографического картографирования // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ РАН, 1992. С. 222–224.

Вознячук Л.Н. Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 8–55.

Гайгалас А.И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс: Мокслас, 1979. 95 с.

Грибченко Ю.Н. Петрографический состав морен днепровского и донского ледниковых языков // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 73–88.

Гричук В.П. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М.: Наука, 1982. С. 92–109.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 182 с.

Заррина Е.П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. Л.: Недра, 1991. 186 с.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 288 с.

Зубаков В.А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пыльцевых диаграммах. СПб.: ГГИ, 1992. 122 с.

Исаева М.И., Судакова Н.Г., Трухин В.И. О выделении и корреляции окской и днепровской морен в Центральной России // Вестник Моск. ун-та. Сер. Геология. 1978. № 1. С. 117–120.

Кондратене О.П. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: ACADEMIA, 1996. 211 с.

Карпухин С.С., Лавров А.С. Направление движения и положение зоны контакта днепровского ледникового покрова на Русской равнине // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 6. С. 43–51.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В. Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион для климатостратиграфии нижней части среднего плейстоцена (нижнего неоплейстоцена) России // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: Геос, 1997. С. 82–96.

Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В. и др. Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1984. 213 с.

Лазуков Г.И., Судакова Н.Г., Фаустов С.С. Анализ ледниковых отложений Клинско-Дмировской возвышенности в связи с проблемами стратиграфии и палеогеографии // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. С. 86–101.

Марков К.К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги // Тр. Верхневолжской экспедиции. Л.: Изд-во ЛГУ, 1939. Вып. 1. 38 с.

Марков К.К. Очерки по географии четвертичного периода. М.: Географгиз, 1955. 347 с.

Маркова А.К. Зоогеография мелких млекопитающих Русской равнины в новейшее время. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: ИГ РАН, 1998. 75 с.

Маудина М.И., Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю. Одинцовский стратотип в свете новых данных // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 5. С. 1195–1199.

Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. 237 с.

Никифорова К.В. Общая стратиграфическая шкала верхнеплиоценовых и четвертичных (антропогеновых) отложений на территории СССР // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом I. М.: Недра, 1982. С. 120–129.

Николаев С.Д. Меридиональные изменения генерального климатического тренда океанов Северного полушария в плейстоцене // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 4. С. 542–546.

Носов А.А., Скиба Л.А. Отложения бронницко-икшинского интерстадиала в районе г. Дмитров // Бюл. комиссии по изучен. четверт. периода. 1975. № 44. С. 122–125.

Писарева В.В. Интерстадиальные образования эпохи московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений западной части Костромской области // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 24–39.

Писарева В.В. Флора и растительность межледниковий раннего и среднего плейстоцена центральных районов Восточной Европы // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: Геос, 1997. С. 124–133.

Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю., Шик С.М. Межледниковые отложения в районе г. Балашиха // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 1. С. 185–190.

Поспелова Г.А., Левковская Г.М., Семенов В.В. и др. Магнитостратиграфия и палинология нижнеплейстоценовых лессово-почвенных толщ бассейна Верхнего Дона // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 65–80.

Путеводитель экскурсии А-2 и С-2 (Верхняя Волга и "Золотое кольцо"). XI Конгресс ИНКВА. М.: Изд-во ВИНИТИ, 1981. 54 с.

Разрезы отложений ледниковых районов Русской Равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 198 с.

Рунков С.И., Большаков В.А., Немцова Г.М. и др. Опорный разрез плейстоцена у с. Нароватово на Мокше // Бюл. РМСК по югу и центру Русской платформы. Вып. 11. М.: РМСК, 1993. С. 144-153.

Судакова Н.Г. Новое о лихвинском стратотипе // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. № 1. С. 168–171.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 159 с.

Судакова Н.Г. Ледниковый литогенез Русской равнины // Тенденция развития природы в новейшее время. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. С. 126–144.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Болиховская Н.С. и др. Проблемы палеогеографии плейстоцена древнеледниковой области Русской равнины. Деп. ВИНИТИ. № 3906 В-98. М.: 1998. 242 с.

Судакова Н.Г., Большаков В.А. Древнейшая морена в окрестностях г. Чекалина на Оке // Докл. АН СССР. 1977. Т. 223. № 6. С. 1176–1179.

Судакова Н.Г., Введенская А.И., Восковская Л.Т., Писарева В.В. К проблеме стратиграфии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности // Четвертичная геология и палеогеография. М.: Геос, 1997. С. 171–180.

Судакова Н.Г., Гунова В.С., Немцова Г.М. К стратиграфии и палеогеографии среднего и позднего плейстоцена Рыбинско-Ярославского Поволжья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 46–55.

Фаустов С.С., Вирина Е.И., Болиховская Н.С. и др. Палеомагнетизм новейших отложений бассейна Дона. Деп. ВИНИТИ № 3552–В97. М.: 1997. 125 с.

Фурсикова Н.В., Писарева В.В., Якубовская Т.В. и др. Опорный разрез плейстоцена у д. Окатово в Западном Подмосковье // Стратиграфия фанерозоя Центра Восточно-Европейской платформы. М.: Центргеология, 1992. С. 59–82.

Шик С.М. Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С.105–109.

Шик С.М., Бирюков И.П., Писарева В.В. Четвертичные отложения Московской области. // Тез. докл. Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 263.

Шик С.М., Писарева В.В. Основные закономерности распространения плейстоценовых озер на Восточно-Европейской равнине. Хроно-стратиграфические подразделения плейстоцена // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. С. 8–23.

Эрд К. Палинологическое обоснование расчленения среднего плейстоцена ГДР // Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972. С. 76 –94.

Bassinot F.C., Labery L.D., Vinsent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Sci. Letters. 1994. V. 126. P. 91–108.

Das Quartär Deutschlands. Im Auftrag der Deutschen Quartärvereinigung herausgegeben von L. Benda. Berlin-Stuttgart. 1995. 408 s.

Emiliani C., Shackleton N.J. The Brunhes epoch: isotopic paleotemperatures and geochronology // Science. 1974. V. 183. № 4124. P. 511–514.

Janczyk-Kopikowa Z. The Ferdynandow Interglacial in Poland // Geological Quarterly 35. Warszawa. 1991. P. 71–80.

Johnson R.G. Brunhes–Matuyama magnetic reversal dated at 790.000 yr. B.P. by marine-astronomical correlations //Quatren. Res. 1982. V. 17. P. 135–147.

Kukla G. Pleistocene land–sea correlations. I Europe // Earth Science Revi. 1977. V. 13. P. 307–374.

Kukla G., Cilek V. Plio-Pleistocene megacycles record of climate and tectonics // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1996. V. 120. № 1–2. P. 171–194.

Reille M., Andrieu V., De Beaulieu J.-L. et al. A long pollen record from Lac du Bouchet massif Central, France: For the period ca. 325 to 100 ka BP (Ois 9c to Ois 5e) // Quaternary Sci. Revi. 1998. V. 17. P. 1107–1123.

Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.R. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677 // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1990. V. 81. P. 251–261.

Sudakova N.G., Faustova M.A., Nemtsova G.M. et al. Russia. Glacial Deposits in Northeast Europe // Elsevier Science, Rotterdam, Balkema Brookfield. 1995. P. 151–213.

van Donk J. O^{18} record of the Atlantic ocean for the entire Pleistocene epoch // Geol. Soc. Amer. Memoir. 1976. V. 145. P. 147–164.

West R.G. Pleistocene forest history in East England // New phytol. 1980. V. 85. P. 571–622.

Zagwijn W.H. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geologia en Mijnboun. 1985. V. 64. P. 17–24.

Zagwijn W.H. The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe // Ed. Turner C. The early Middle Pleistocene in Europe. 1996. Balkema. Rotterdam. P. 145–172.

Рецензенты А.А. Величко, Ю.А. Лаврушин

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТОМА 10, 2002 г.

Акулов Н.И., Мащук И.М. Стратиграфия верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Приангарья — 2 55–66 (151–162)

Алексеева Р.Е., Шишкина Г.Р. К биостратиграфии нижнего девона Дальнего Востока России и Монголии — 6 40–49 (565–574)

Андреичева Л.Н. Стратиграфия и корреляция плейстоцена Большеземельской тундры (бассейн р. Черной) — 4 91–104 (402–413)

Ахметьев М.А., Красилов В.А. Новая находка проангиоспермов и корреляция позднемезозойских озерных отложений Восточной Азии — 4 105–109 (414–418)

Барабошкин Е.Ю., Михайлова И.А. Новая стратиграфическая схема нижнего апта Среднего Поволжья — 6 82–105 (603–626)

Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) — 2 3–14 (103–113)

Бахтеев М.К., Палечек Т.Н., Тихомирова С.Р., Морозов О.А. Кампанские радиолярии северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) — 4 52–61 (365–374)

Большаков В.А. Об использовании каппаметрии в палеогеографических исследованиях — 3 100–110 (305–314)

Брагин Н.Ю., Крылов К.А. Горизонты углеродистых пород в триасовых и нижнеюрских кремнистых отложениях Дальнегорского опорного разреза (Приморье) — 5 85–91 (503–509)

Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю., Табачникова И.П. Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма — 1 83–93 (77–87)

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии сибирского гипостратотипа рифея (омахтинская, кандыкская и устькирбинская микробиоты) — 2 27–54 (125–150)

Вознесенский А.И., Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Юрский и меловой бассейны юго-восточной части Малого Кавказа: условия осадконакопления и комплексы фораминифер — 3 53–65 (257–269)

Гасанов Т.Аб., Меликов О.Г., Бабаев Ш.А., Алиев Г.А. Верхнемеловые отложения восточных предгорий Малого Кавказа — 3 81–89 (286–294)

Гольтман Э.В., Хакимов Ф.Х., Ашуров А.А. Биостратиграфия маастрихта востока Таджикской депрессии по радиоляриям — 5 92–107 (510–525)

Гончарова И.А., Хондкариан С.О., Щерба И.Г. Тархан-караганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Часть вторая — 2 100–112 (196–208)

Долуденко М.П., Смирнова С.Б., Моисеева М.Г. Позднеальбская флора окрестностей села Прохладное (Крым) — 2 67–79 (163–175)

Захаров Ю.Д., Шигэта Я., Попов А.М., Сокарев А.Н., Бурий Г.И., Голозубов В.В. Кандидаты в глобальные стратотипы границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса в Южном Приморье — 6 50–61 (575–585)

Игнатьев И.А. Эволюция растительности и углеобразование в поздней перми Печорского бассейна и Приуралья — 4 20–34 (334–347)

Казинцова Л.И. Сопоставление комплексов радиолярий альба Большого Кавказа, Европы и Средиземноморья — 1 75–82 (69–76)

Караулов В.Б., Лозовский В.Р. О разных подходах к совершенствованию общей стратиграфической шкалы — 6 3–19 (531–546)

Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Стратиграфия нижних горизонтов гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) — 1 47–61 (42–56)

Киричкова А.И., Быстрицкая Л.И., Травина Т.А. Значение Coniopteris и Czekanowskiales для стратиграфии континентальной юры Западной Сибири — 3 35–52 (239–256)

Киричкова А.И., Куликова Н.К. Корреляция разнофациальных триасовых отложений Восточного Урала и Сибири — 5 70–84 (488–502)

Кузнецов В.Г. Закономерности позднедевонского рифообразования	5	23–43 (441–459)
Левен Э.Я., Бойко М.С., Реймерс А.Н., Леонова Т.Б., Богословская М.Ф. Нижняя пермь окрестностей села Верхнеозерное (Южный Урал)	5	44–58 (460–475)
Мамедов А.Б. Фаменский ярус Южного Закавказья	1	62–74 (57–68)
Маслов А.В. Тангаурская подсерия верхнего рифея Алатауского антиклинория Южного Урала	5	3–22 (421–440)
Олли В.А., Чибрикова Е.В. Фитопланктонные провинции в тремадоке	6	106–110 (627–631)
Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Общая шкала верхнего отдела меловой системы	3	66–80 (270–285)
Попов А.В. Стратиграфия как геохронометрия	3	3–12 (209–216)
Рогов М.А. Стратиграфия нижневолжских отложений Русской плиты и их корреляция с титоном	4	35–51 (348–364)
Свиточ А.А., Бадюкова Е.Н. Четвертичная малакофауна разреза Сангачал (юго-западное побережье Каспия)	5	108–112 (526–631)
Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П. Низкое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в Гренвильском и пост-Гренвильском палеоокеане: определяющие факторы	1	3–46 (1–41)
Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии юдомской серии венда Учуро-Майского региона Сибири: фациальная зависимость и биостратиграфические возможности	6	20–39 (547–564)
Сотникова М.В., Байгушева В.С., Титов В.В. Хищные млекопитающие хапровского фаунистического комплекса и их стратиграфическое значение	4	62–78 (375–390)
Стефановский В.В., Бородин А.В. Опорный разрез эоплейстоцена и нижнего неоплейстоцена Южного Зауралья	4	79–90 (391–401)
Тарасов П.Е., Дорофеюк Н.И., Виппер П.Б. Динамика растительности Бурятии в голоцене	1	94–103 (88–96)
Уфимцев Г.Ф., Шибанова И.В., Кулагина Н.В., Мащук И.М., Перевалов А.В., Резанова В.П., Фогт Т., Игнатова Н.В., Мишарина В.А. Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения Тункинского рифта (Южное Прибайкалье)	3	90–99 (295–304)
Филиппова Н.Ю. Споры, пыльца и органикостенный фитопланктон из неогеновых отложений опорного разреза Железный Рог (Таманский полуостров)	2	80–92 (176–188)
Хаин В.Е. О книге “Раннемеловые рифтовые образования Малого Кавказа (Азербайджан)”	4	110 (419)
Харин Г.С., Лукашина Н.П. Условия образования и корреляция янтареносной прусской свиты (верхний эоцен, Калининградская область)	2	93–99 (189–195)
Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Граница немакит-далдынского и томмотского ярусов (венд–кембрий) Сибири	3	13–34 (217–238)
Черных В.В. Совершенствование зональных стратиграфических шкал	2	15–26 (114–124)
Чувашов Б.И., Черных В.В., Богословская М.Ф. Биостратиграфическая характеристика стратотипов ярусов нижней перми	4	3–19 (317–333)
Чумаков Н.М., Жарков М.А. Климат во время пермо-триасовых биосферных перестроек. Статья 1. Климат ранней перми	6	62–81 (586–602)
Шевырев А.А. Аммонитовые зоны оленекского яруса (нижний триас) и их корреляция	5	59–69 (476–487)
Академик М.А. Семихатов и геология протерозоя (к 70-летию со дня рождения)	1	104 (97–101)
Авторский указатель тома 9, 2001 г.	1	110
Новые правила для авторов	3	111
Новые правила для авторов	4	111
Новые правила для авторов	6	111

Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке

Acoustical Physics
Applied Biochemistry and Microbiology
Astronomy Letters
Astronomy Reports
Automation and Remote Control
Biochemistry (Moscow)
Biology Bulletin
Biophysics
Colloid Journal
Computational Mathematics and Mathematical Physics
Cosmic Research
Crystallography Reports
Differential Equations
Doklady Biochemistry and Biophysics
Doklady Biological Sciences
Doklady Chemistry
Doklady Earth Sciences
Doklady Mathematics
Doklady Physical Chemistry
Doklady Physics
Entomological Review
Eurasian Soil Science
Geochemistry International
Geology of Ore Deposits
Geomagnetism and Aeronomy
Geotectonics
Glass Physics and Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
High Energy Chemistry
High Temperature
Human Physiology
Inorganic Materials
Instruments and Experimental Techniques
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Journal of Analytical Chemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Journal of Computer and Systems Sciences International
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Journal of Experimental and Theoretical Physics
Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters
Journal of Ichthyology
Kinetics and Catalysis
Laser Physics
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Molecular Biology
Oceanology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Pattern Recognition and Image Analysis
Petroleum Chemistry
Petrology
Physics of Atomic Nuclei
Physics of Particles and Nuclei
Physics of the Solid State
Plasma Physics Reports
Polymer Science, Series A
Polymer Science, Series B
Polymer Science, Series C
Problems of Information Transmission
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Programming and Computer Software
Protection of Metals
Radiochemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Russian Journal of Coordination Chemistry
Russian Journal of Developmental Biology
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Genetics
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Mathematical Physics
Russian Journal of Nondestructive Testing
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Russian Journal of Plant Physiology
Russian Metallurgy (Metally)
Russian Microelectronics
Semiconductors
Solar System Research
Stratigraphy and Geological Correlation
Studies on Russian Economic Development
Technical Physics
Technical Physics Letters
The Physics of Metals and Metallography
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
Thermal Engineering
Water Resources

Международная академическая издательская компания "Наука/Интерпериодика" (МАИК "Наука/Интерпериодика")
Россия, 117997, Москва, ул. Профсоюзная 90, Тел.: (095) 336 1600; факс: (095) 336 0666;
E: maik@compmg@maik.ru, http://www.maik.ru

Индекс 73390

"НАУКА" ♦♦♦♦ МАИК "НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА"

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

Автоматика и телемеханика*
Агрохимия
Азия и Африка сегодня
Акустический журнал*
Алгебра и анализ
Астрономический вестник*
Астрономический журнал*
Биологические мембраны
Биология внутренних вод
Биология моря*
Биоорганическая химия*
Биофизика*
Биохимия*
Ботанический журнал
Вестник РАН*
Вестник древней истории
Водные ресурсы*
Вопросы истории естествознания и техники
Вопросы ихтиологии*
Вопросы философии
Вопросы языкознания
Восток
Вулканология и сейсмология
Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
Генетика*
Геология рудных месторождений*
Геомагнетизм и аэрономия*
Геоморфология
Геотектоника*
Геохимия*
Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
Государство и право
Дефектоскопия*
Дискретная математика
Дифференциальные уравнения*
Доклады Академии наук*
Журнал аналитической химии*
Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
Журнал вычислительной математики и математической физики*
Журнал научной и прикладной фотографии
Журнал неорганической химии*
Журнал общей биологии
Журнал общей химии*
Журнал органической химии*
Журнал прикладной химии*
Журнал технической физики*
Журнал физической химии*
Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
Журнал экспериментальной и теоретической физики*
Записки Всероссийского минералогического общества
Защита металлов*
Земля и Вселенная
Зоологический журнал
Известия АН. Механика жидкости и газа
Известия АН. Механика твердого тела
Известия АН. Серия биологическая*
Известия АН. Серия географическая
Известия АН. Серия литературы и языка
Известия АН. Серия математическая
Известия АН. Серия физическая
Известия АН. Теория и системы управления*
Известия АН. Физика атмосферы и океана*
Известия АН. Энергетика
Известия русского географического общества
Исследование Земли из космоса
Кинетика и катализ*
Коллоидный журнал*
Координационная химия*
Космические исследования*
Кристаллография*
Латинская Америка
Лесоведение
Литология и полезные ископаемые*
Математические заметки
Математический сборник
Математическое моделирование
Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
Микология и фитопатология
Микробиология*
Микроэлектроника*
Мировая экономика и международные отношения
Молекулярная биология*
Наука в России
Научная книга
Научное приборостроение
Нейрохимия
Неорганические материалы*
Нефтехимия*
Новая и новейшая история
Общественные науки и современность
Общество и экономика
Океанология*
Онтогенез*
Оптика и спектроскопия*
Отечественная история
Палеонтологический журнал*
Паразитология
Петрология*
Письма в Астрономический журнал*
Письма в Журнал технической физики*
Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
Поверхность
Почвоведение*
Приборы и техника эксперимента*
Прикладная биохимия и микробиология*
Прикладная математика и механика
Природа
Проблемы Дальнего Востока
Проблемы машиностроения и надежности машин
Проблемы передачи информации*
Программирование*
Психологический журнал
Радиационная биология. Радиоэкология
Радиотехника и электроника*
Радиохимия*
Расплавы
Растительные ресурсы
Российская археология
Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
Русская литература
Русская речь
Сенсорные системы
Славяноведение
Социологические исследования
Стратиграфия. Геологическая корреляция*
США. Канада. Экономика - политика - культура
Теоретическая и математическая физика
Теоретические основы химической технологии*
Теория вероятностей и ее применение
Теплофизика высоких температур*
Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
Успехи математических наук
Успехи современной биологии
Успехи физиологических наук
Физика Земли*
Физика и техника полупроводников*
Физика и химия стекла*
Физика металлов и металловедение*
Физика плазмы*
Физика твердого тела*
Физиология растений*
Физиология человека*
Функциональный анализ и его применение
Химическая физика
Химия высоких энергий*
Химия твердого топлива
Цитология
Человек
Экология*
Экономика и математические методы
Электрохимия*
Энергия, экономика, техника, экология
Этнографическое обозрение
Энтомологическое обозрение*
Ядерная физика*

* *Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке*

ISSN 0869-592X Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003, том 11, № 1