СОДЕРЖАНИЕ

Том 30, номер 5, 2022

Верхояно-Чукотский рифтогенез и позднепалеозойские экосистемы Северо-Востока Азии
В. Г. Ганелин 3

Литостратиграфия и обстановки седиментации баженовской свиты (Западная Сибирь) в центральном, юго-восточном и северном районах ее распространения
В. Г. Эдер, С. В. Рыжкова, О. С. Дзюба, А. Г. Замирайлова 46

Палеонтологическая и литологическая характеристика стратотипических разрезов нижнего миоцена Восточного Паратетиса (Картлийская депрессия, Грузия)
С. В. Попов, Г. Н. Александрова, А. А. Воронина, Н. И. Запорожец, Л. А. Головина, К. П. Кошава 75

Ильинский горизонт среднего миоцена Западной Камчатки, сообщества моллюсков и палеобиогеографические реконструкции
Ю. Б. Гладенков 99

Биоиндикаторы условий формирования верхненеоплейстоценовых каргинских и сартанских отложений Колымской низменности и особенности их тафономии при многократном воздействии криогенных факторов
О. Г. Занина, Д. А. Лопатина 111

CONTENTS

Vol. 30, No. 5, 2022

Verkhoyan-Chukchi Riftogenesis and Late Paleozoic Ecosystems of Northeast Asia
V. G. Ganelin 3

Lithostratigraphy and Depositional Environments of the Bazhenovo Formation (Western Siberia) in the Central, Southeastern and Northern Regions of Its Distribution
V. G. Eder, S. V. Ryzhkova, O. S. Dzyuba, and A. G. Zamirailova 46

Paleontological and Lithological Characteristics of the Lower Miocene Stratotype Sections of the Eastern Paratethys (Kartli Depression, Georgia)
S. V. Popov, G. N. Aleksandrova, A. A. Voronina, N. I. Zaporozhets, L. A. Golovina, and K. P. Koiava 75

The Middle Miocene Il'inski Horizon in West Kamchatka, Molluscan Assemblages and Paleobiogeographical Reconstructions
Yu. B. Gladenkov 99

Bioindicators of the Upper Neopleistocene Karginsky and Sartan Deposits of the Kolyma Lowland and Features of Their Taphonomy under Multiple Exposure to Cryogenic Factors
O. G. Zanina and D. A. Lopatina 111

EDN: TCOFEB
СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2022, том 30, № 5, с. 3–45

УДК 55(1/9).551

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ И ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЭКОСИСТЕМЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

© 2022 г. В. Г. Ганелин*

Геологический институт РАН, Москва, Россия

**e-mail: vigdal@yandex.ru*

Поступила в редакцию 15.11.2021 г.
После доработки 30.12.2021 г.
Принята к публикации 28.01.2022 г.

Рассмотрена история формирования осадочных комплексов трех регионов, составляющих позднепалеозойский бассейн Северо-Востока Азии: Верхояно-Охотского, Индигиро-Омолонского, Новосибирско-Чукотского. Основные особенности их седименто-экогенеза обусловлены процессами позднепалеозойской деструкции, определившей смену эпиплатформенных существенно карбонатных серий раннего–среднего палеозоя позднепалеозойскими сульфидоносными черносланцевыми комплексами рифтогенных бассейнов. Установлена тесная корреляция смены экосистем разного типа с соответствующими тектоническими перестройками. Критически рассмотрены современные представления о климатической природе позднепалеозойской биогеографической дифференциации. Показано, что своеобразие позднепалеозойских рифтогенных экосистем, ранее считавшихся высокоширотными и холодноводными, в действительности связано с их бактериальной литотрофной основой в отличие от фототрофной основы сообществ эпиплатформенных бассейнов. По литературным и оригинальным материалам установлены аналоги изученных экосистем в позднепалеозойских бассейнах Гондваны: Патагонии, Новой Зеландии, Австралии. Своеобразие позднепалеозойской биогеографии рассматривается как следствие активизации глобального тектонического режима. Предполагается, что с последней связано значительное расширение площади глубоководных систем, сопровождаемое интенсивным выносом глубинного материала, в первую очередь метана и сероводорода, определивших энергетическую основу развивавшихся здесь экосистем.

Ключевые слова: Северо-Восток Азии, Гондвана, Северо-Азиатский континент, стратиграфия, рифтогенез, черносланцевые бассейны, бентосные сообщества, бактериальные известняки, биогеография, автолитотрофные экосистемы, транзиталь

DOI: 10.31857/S0869592X22050039

Нет границ в свободном поиске. Наука – не место для догм. Ученый имеет право и обязан задавать любые вопросы, ставить под сомнение любые утверждения, искать любые доказательства, исправлять любые ошибки.

Роберт Оппенгеймер

На нашей планете в биосфере существует не жизнь, от окружения независимая, а живое вещество, т.е. совокупность живых организмов, теснейшим образом связанная с окружающей ее средой биосферы мощным геологическим фактором, от биосферы неотделимым.

В.И. Вернадский

ВВЕДЕНИЕ

Хорошо известное своеобразие позднепалеозойской биоты Северо-Востока Азии до настоящего времени рассматривается в тесной связи с общими представлениями о климатической и широтной зональности позднего палеозоя. Соответствующая связь позднепалеозойской биогеографии с широтной и климатической зональностью представляется очевидной, поскольку она хорошо, на первый взгляд, отвечает актуалистическим параллелям – сравнению позднепалеозойской “биполярной” биогеографии с современной. Во многом этот взгляд определил характер палеогеографических и палеотектонических реконструкций последних десятилетий. Представление о высокоширотных холодноводных и низкоширотных тепловодных фаунах составило основу современных взглядов на позднепалеозойскую биогеографию (Устрицкий, 1972, 1974; Устрицкий, Степанов, 1976; Зоненшайн и др., 1990; Scotese et al., 1990; Чумаков, 1994; Shi, Grunt, 2000; Davydov, 2016 и др.).

Между тем региональные материалы последних лет, так же как и анализ общего характера позднепалеозойского эко- и седиментогенеза, за-

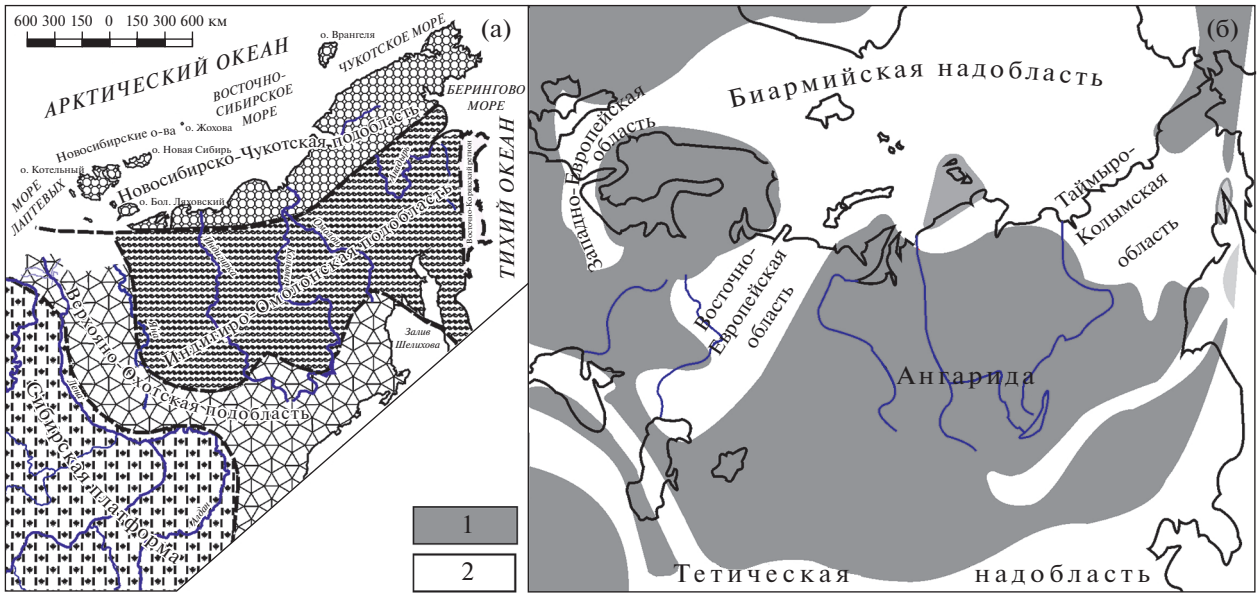


Рис. 1. Районирование позднепалеозойских бассейнов.
(а) – позднепалеозойские бассейны Северо-Востока Азии; (б) – пермские бассейны Северной Евразии (Ганелин, Котляр, 1984, с изменениями): 1 – суша, 2 – море.

ставляют критически отнестись к этим представлениям и позволяют обнаружить совсем иные факторы, обусловившие своеобразие соответствующих позднепалеозойских экосистем. Как выяснилось, ведущее значение среди этих факторов принадлежит процессам позднепалеозойского рифтогенеза. Рассмотрению этой проблемы, в первую очередь на материале Северо-Востока Азии, и посвящена настоящая статья.

В позднепалеозойской палеогеографии Северо-Восток Азии подразделяется на три подобласти: Верхояно-Охотскую, Индигиро-Омолонскую, Новосибирско-Чукотскую, принадлежащие позднепалеозойской Таймыро-Колымской области (Ганелин, Котляр, 1984) (рис. 1). В домезозойской истории региона процессы рифтогенной деструкции были проявлены неоднократно. Однако на протяжении раннего–среднего палеозоя их следствием являлись, по-видимому, лишь узкие (авлакогенные?) линейные зоны базитового вулканизма и глубоководных кремнисто-глинистых образований (Булгакова, Колодезников, 1990). Для большей части территории, по крайней мере в девоне и первой половине раннего карбона, характерны преимущественно эпиконтинентальные комплексы с доминированием карбонатных фаций, содержащих богатую, достаточно космополитную бентосную биоту, аналогичную известной на Сибирской платформе и в ее обрамлении.

Широкое региональное преобразование эпикратонного чехла связано с эпохой позднего палеозоя, когда процессы рифтогенеза охватили всю территорию современных мезозоид. В.И. Шпикерман (1998), рассматривая домеловую металлогению Северо-Востока Азии, связал ее с девонско-юрским рифтогенезом, который он назвал Великим Верхоянским рифтогенезом. Безусловно соглашаясь со Шпикерманом в отношении значимости этого явления, мне представляется, что позднепалеозойский этап занимает особое место и заслуживает отдельного рассмотрения, так же как и наименования. Поскольку позднепалеозойский рифтогенез охватил всю территорию Верхояно-Чукотской складчатой системы, я предлагаю именовать его верхояно-чукотским. Хотя все три геохории (упомянутые подобласти) в своем развитии тесно связаны, некоторые особенности их истории делают целесообразным рассмотреть первые две совместно как Верхояно-Колымский регион. Что же касается Новосибирско-Чукотского региона, то неоднозначность представлений о его позднепалеозойской истории требует обсудить соответствующие материалы отдельно.

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКИЙ РЕГИОН

В Верхояно-Колымском регионе начало позднепалеозойской истории следует связывать с серединой позднего визе, временем заложения так называемого верхоянского терригенного комплекса, о чем свидетельствуют как седиментологические, так и палеонтологические данные. С этого времени и на протяжении всего позднего палеозоя по северному и восточному обрамлению Ангарского континента, от гор Бырранга на полуострове Таймыр до Северного Приохотья, формируется континентальная окраина с лавинным типом седиментогенеза – верхоянский комплекс

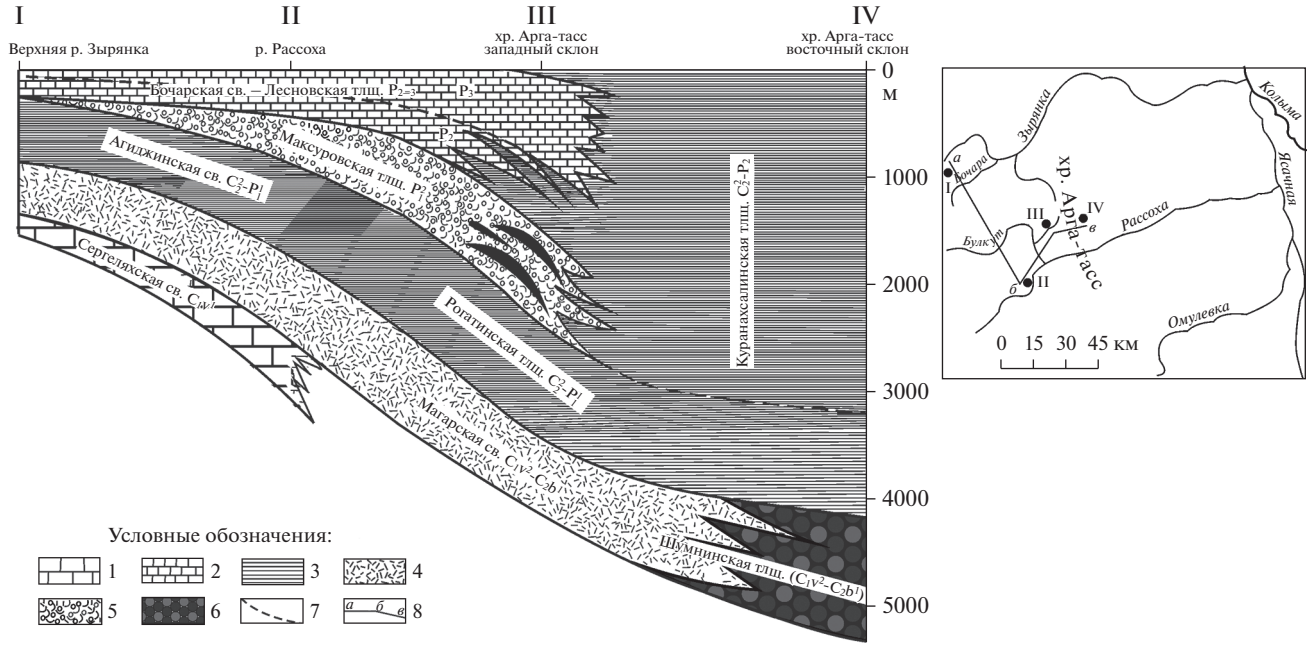


Рис. 2. Соотношение фаций позднепалеозойских отложений Омулёвско-Аргатасской зоны (Ганелин, Караваева, 1974; Сурмилова и др., 1981; Терехов, Дылевский, 1987).

1 – сергеляхская свита (C_1v^1), органогенно-детритовые криноидные известняки; 2 – бочарская свита (P_{2-3}), сероводородистые бактериальные известняки; 3 – агиджинская свита и рогатинская толща (C_2–P_1), углеродистые кремнисто-глинистые сланцы; 4 –магарская свита (C_1v^2–C_2b), тонкообломочные кремнистые туфы, туффиты; 5 –максуровская толща (P_1^2), трахибазальты, их туфы, лавобрекчии, песчаники; 6 –шумнинская толща (C_1v^2–C_2b^1), пиллоу-лавы базальтов; 7 – условное положение стратиграфических границ в лиологически однородных толщах; 8 – линия профиля.

(Херасков, Колосов, 1938). Средняя скорость его накопления исчисляется значением 200Б[1]. Как по окраине Сибири, так и к востоку от нее в это время закладываются новые бассейны, в которых развиваются весьма специфические экосистемы.

Начальному этапу этой тектонической и палеогеографической перестройки отвечает магарский эпизод (магарская региональная серия или магарский надгоризонт – вторая половина позднего визе–первая половина башкирского века; Решения..., 1978, 2009). В пределах Верхоянья началу формирования верхоянского комплекса соответствует резкая дифференциация глубин бассейна на фоне интенсивного прогибания, фиксируемого большими мощностями отложений. Повсеместно эти толщи сменяют вверх по разрезу эпиплатформенные карбонатные образования турне (Абрамов, Григорьева, 1986), а возможно и раннего визе, такие как бастахская, хамамытская свиты. На севере Верхоянского хребта, в Хараулахской зоне, магарский эпизод представлен глубоководной черносланцевой тиксинской свитой, локально подстилаемой своеобразной толщей валунно-галечных микститов – “крестяхскими конгломератами” (Булгакова, 1967; Абрамов, Григорьева, 1986; Решения..., 2009; Сенников и др., 2020). В Орулганской зоне мелководно-морские терригенно-карбонатные образования турне–нижнего визе сменяются мощным (до трех километров) комплексом магарских (визейско-нижнебашкирских) лагунно-континентальных отложений былыкатской и сетачанской свит (Стратиграфия..., 1970). В Южном Верхоянье основание верхоянского комплекса составляет мощный (свыше трех километров), классически представленный карбонатно-терригенный флиш куранахской свиты[2], включающий горизонты микститов, оползневых фаций, обвальных образований – продуктов переработки подстилающих мелководных фаций девона и нижнего карбона (Абрамов, 1970; Гурьев, Ганелин, 1994).

Восточнее Верхоянья, в Индигиро-Колымо-Омолонском бассейне, магарскому эпизоду отвечает начало позднепалеозойского базитового вулканизма, заложившего основание глубоководных черносланцевых бассейнов (рис. 2). В системе хребтов Черского, в поднятиях, сложенных па-

[1] Б (бубнов) – единица скорости протекания седиментологических процессов, величина которой составляет 1 м/10^6 лет (Лисицын, 1984).

[2] Б.С. Абрамов, выделивший куранахскую свиту, полагал ее возрастной объем турне-ранневизейским. Г.А. Гурьев и В.Г. Ганелин (1994) пересмотрели ее стратиграфический объем и возраст.

леозоем, вулканизм этого возраста известен в хребтах Тас-Хаяхтах, Селенях и Арга-Тасс (северосеймчанская и шумнинская толщи; Сурмилова и др., 1981; Терехов, Дылевский, 1987; Решения..., 2009; Петров и др., 2013). Генетически с этими процессами, вероятно, связано формирование глубоководных образований туфо-кремнистых комплексов Рассошинской и Верхнезырянской зон (магарская свита и ее аналоги; Мерзляков, 1971; Решения..., 1978, 2009). Здесь эти породы сменяют по разрезу шельфовые карбонатные отложения нижнего визе, содержащие обильный бентос (рис. 2).

В Омолоно-Гижигинском регионе к магарскому времени относится заложение Гижигинского прогиба, отчленившего от Омолонского массива Авековский, Харитонинский, а возможно, и Тайгоносский блоки. В окраинных частях прогиба этому возрасту отвечает мощная толща лагунно-континентальных отложений с лепидофитовой флорой и морских образований – хаямская свита (2500 м), в составе которой присутствуют многочисленные серии маломощных покровов базальтов, спилитов и их разнообломочных туфов (Ганелин, 1973; Ganelin, Tschernjak, 1996). Местами можно видеть, что свита залегает на терригенно-карбонатных шельфовых фациях турне–нижнего визе, либо на девонских континентальных образованиях кедонской серии. Иногда в ее основании присутствуют валунно-галечные пачки, в составе которых имеются валуны докембрийских гранитогнейсов.

На юго-восточной окраине Омолонского массива в это время формируется озерно-болотная толща (до 300 м) углеродисто-глинистых сланцев с флорой лепидофитов – корбинская свита, включающая покровы базальтов. На севере массива, на его погруженной окраине, в Олойско-Березовской зоне, магарские отложения представлены довольно пестрым набором фаций. Среди них преобладают вулканотерригенные и кремнистые образования, местами содержащие лепидофитовую флору. Они составляют основание относительно глубоководной преимущественно черносланцевой позднепалеозойской толщи (общей мощностью до 3000 м), включающей в пермской ее части пачки и прослои сероводородистых известняков (рис. 3).

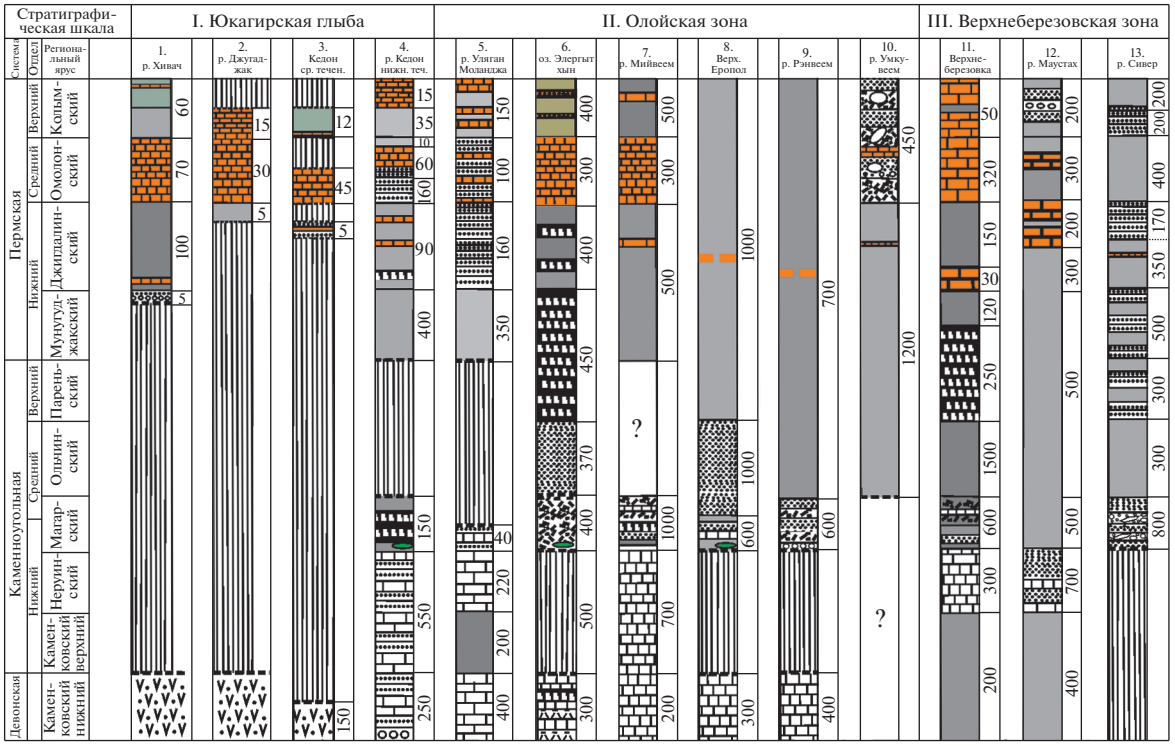
К магарскому времени относится, по-видимому, и заложение Большеанюйской зоны, где магарская толща щелочных базальтов и их туфов мощностью около 3 км с размывом сменяет липаритовый комплекс девона. Визейско-серпуховской возраст толщи, определенный фауной и лепидофитовой флорой, хорошо согласуется с абсолютным возрастом присутствующей здесь офиолитовой серии – 320 млн лет (Малышева и др., 2010; Ганелин, 2017; Исаева и др., 2017).

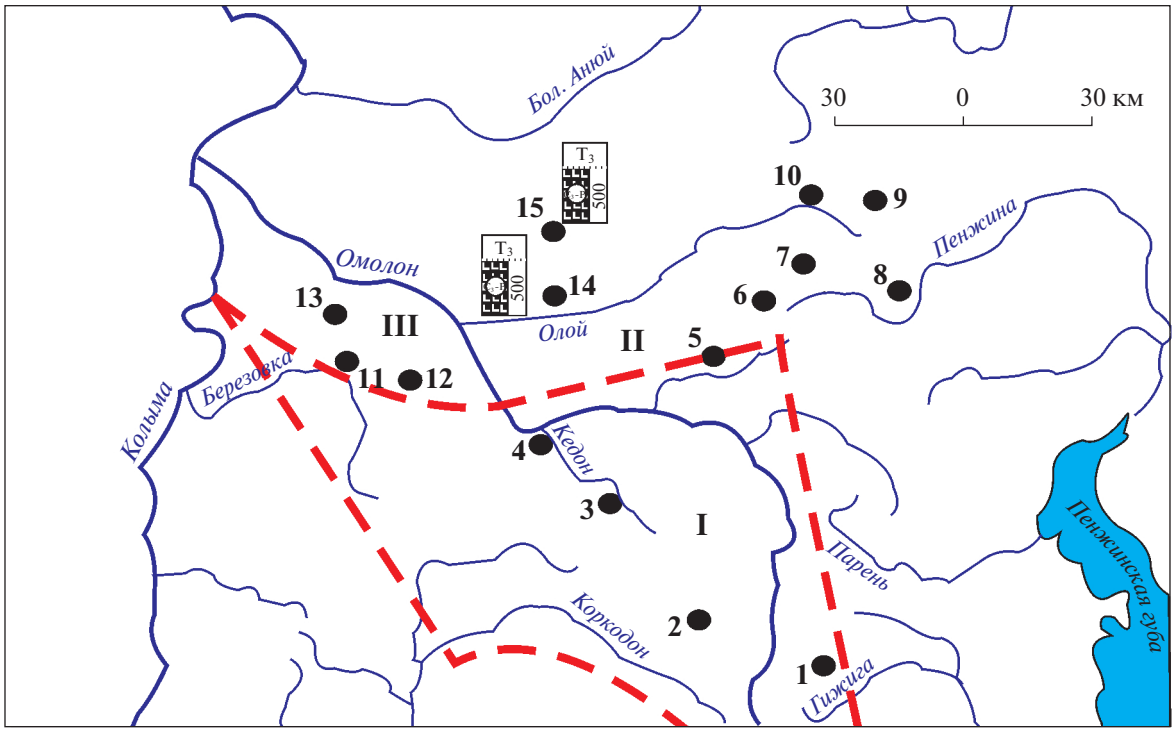
Начавшийся с магарского времени магматизм, представленный как в эффузивной, так и в интрузивной фазе, продолжился и широко проявился на протяжении всего позднего карбона и ранней перми и оформился в виде позднепалеозойского Омолонско-Селеняхского вулканогенного пояса (Лычагин, Ликман, 1988) (рис. 4).

Общность и взаимосвязанность процессов тектонической перестройки в пределах всей Верхояно-Колымской системы бассейнов особенно ярко подчеркивается синхронной экосистемной перестройкой. Последняя определила появление в пределах всей этой территории нового специфического магарского типа бентосных сообществ, просуществовавшего с середины визе до среднего карбона (Ганелин, 1973; Ganelin, Tschernjak, 1996; Ганелин, Дуранте, 2003). Завершение этой перестройки с началом поздней трети башкирского века (уровень аммоноидной зоны Diaboloceras–Axinolobus) определило тот палеогеографический рисунок Северо-Востока Азии, который в основных чертах сохранялся на протяжении всего позднего палеозоя. Его основными элементами явились пассивная окраина Сибири с лавинной седиментацией, а также глубокие черносланцевые бассейны, разделенные относительно поднятыми структурами – Омолонским массивом, Приколымьем, Омулевским поднятием (рис. 5).

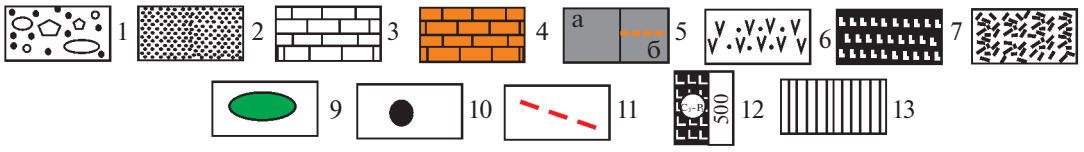
С этого времени, с конца среднего карбона, здесь появляются и развиваются до конца перми те ассоциации бентоса, относительно которых еще со времен Б.К. Лихарева (1934) прочно укрепилось мнение об их холодноводности и высокоширотном положении – “холодноводные, бореальные фауны” (Устрицкий, 1967, 1972, 1974; Устрицкий, Степанов, 1976; Бяков, 2010 и др.). В отличие от бентоса тетического (“тропического”) типа, в их составе отсутствуют крупные группы ископаемых беспозвоночных, такие как фузулиниды, трилобиты, за редким исключением кораллы. Почти неизвест-

Рис. 3. Сопоставление стратиграфических разрезов верхнепалеозойских отложений Юкагирской глыбы Омолонского массива и Олойско-Березовской зоны.
1 – валунно-галечные конгломераты, олистостромы; 2 – песчаники; 3 – обломочные и водорослевые известняки девона–раннего карбона; 4 – сероводородистые бактериальные известняки перми; 5 – черносланцевые комплексы: а – углеродисто-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, б – бактериальные корки призматического кальцита в черносланцевых породах; 6 – липариты девона, кедонская серия; 7 – базальты; 8 – туфы средне-основного состава; 9 – лепидофитовая флора; 10 – места расположения разрезов; 11 – тектоническое обрамление Юкагирской глыбы Омолонского массива; 12 – сокращенные разрезы Уроданской (14) и Недежинской (15) зон; 13 – интервалы стратиграфических перерывов.





Условные обозначения:



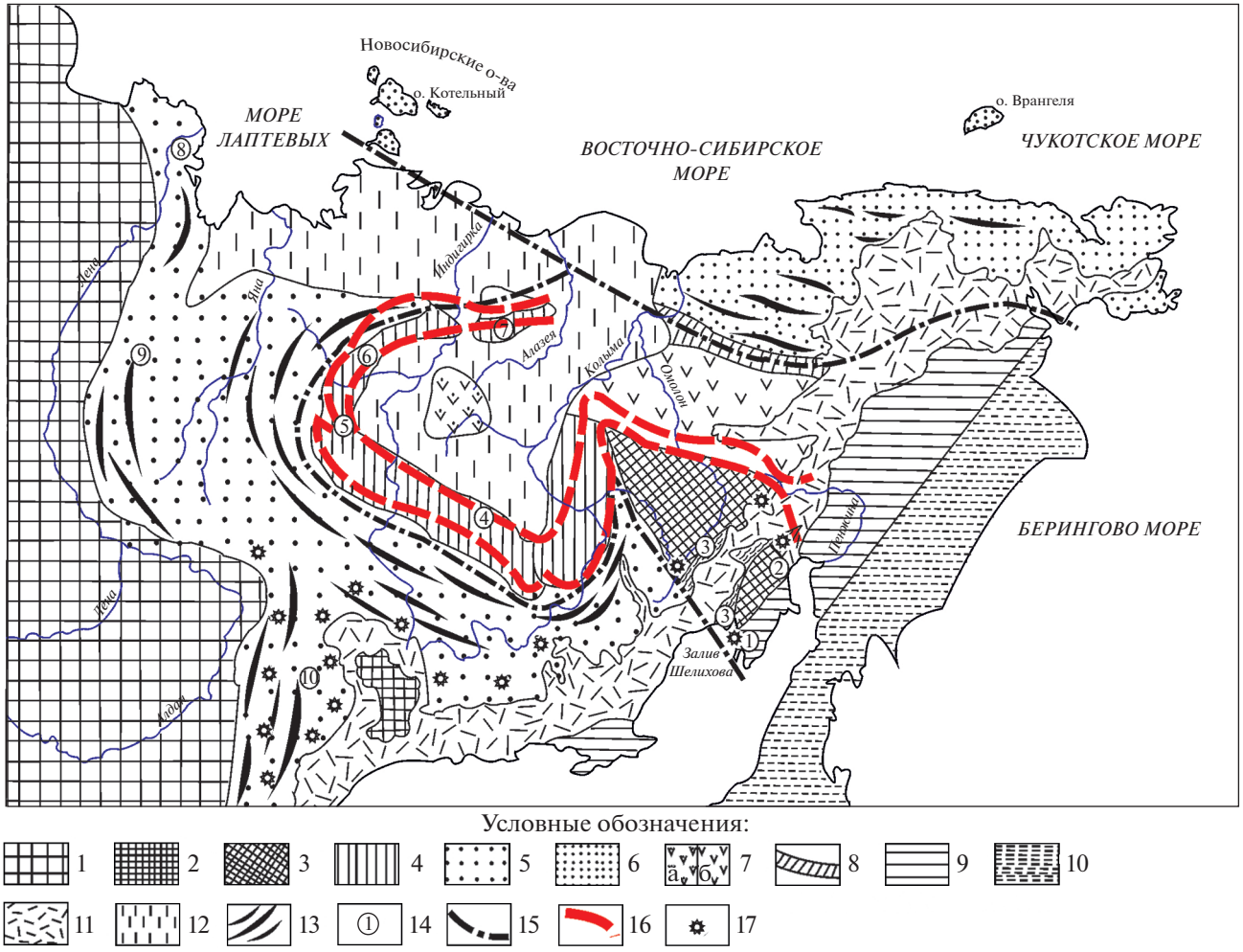


Рис. 4. Основные тектонические элементы Северо-Востока Азии и положение позднепалеозойского Омолоно-Селеняхского пояса базитового магматизма (по Лычагин, Ликман, 1988).
1 – Сибирская платформа; 2, 3 – массивы: 2 – Охотский, 3 – Омолонский; 4 – поднятия, сложенные преимущественно палеозойскими породами; 5–10 – складчатые области: 5 – Яно-Колымская, 6 – Новосибирско-Чукотская, 7 – Алазейско-Олойская (а – алазейская, б – олойская части), 8 – Южно-Анюйская, 9 – Тайгоносская, 10 – Корякско-Камчатская; 11 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 12 – Колымо-Индигирская и Приморская низменности, перекрытые четвертичными отложениями; 13 – простирание складок; 14 –некоторые упомянутые в тексте тектонические структуры: 1 – Тайгонос, 2 – Авековский блок, 3 – Гижигинский прогиб, 4 – Арга-Тасский блок, 5 – Тас-Хаяхтахское поднятие, 6 – поднятия хребтов Селеняхского и Полоусненского, 7 – Улахан-Сисское поднятие, 8 – Хараулахская зона, 9 – Орулганская зона, 10 – Южно-Верхоянский синклинорий; 15 – границы, разделяющие Яно-Колымскую, Индигиро-Омолонскую и Новосибирско-Чукотскую области; 16 – границы Омолоно-Селеняхского пояса позднепалеозойского базитового магматизма (по Лычагин, Ликман, 1988); 17 – центры предполагаемой эксплозивно-грязевой активности поздней перми.

ны конодонты. Существенно обеднен систематический состав других групп бентоса, среди которого значительно число эндемиков, особенно в среднем и позднем карбоне. На это указывают, в первую очередь, сами названия наиболее распространенных родовых таксонов – Jakutoproductus, Verkhojania, Jakutella, Taimyrella, Kolymaella, Kolymia и др. Развитие этих экосистем во времени демонстрирует смену трех различных эколого-палеогеографических типов сообществ: верхоянского (средний карбон–первая половина ранней перми), печоро-колымского (вторая половина ранней перми), колымо-омолонского (средняя–поздняя пермь), различных по своей структуре, таксономическому составу и доминантам (Ганелин, 1973; Ганелин и др., 2001; Ganelin, 2010).

НОВОСИБИРСКО-ЧУКОТСКИЙ РЕГИОН

Позднепалеозойские отложения этого региона распространены на крайнем севере Чукотки (мыс Кибера, мыс Шмидта), на острове Врангеля, на Новосибирском архипелаге (остров Котельный). Концу раннего карбона–среднему карбону (и

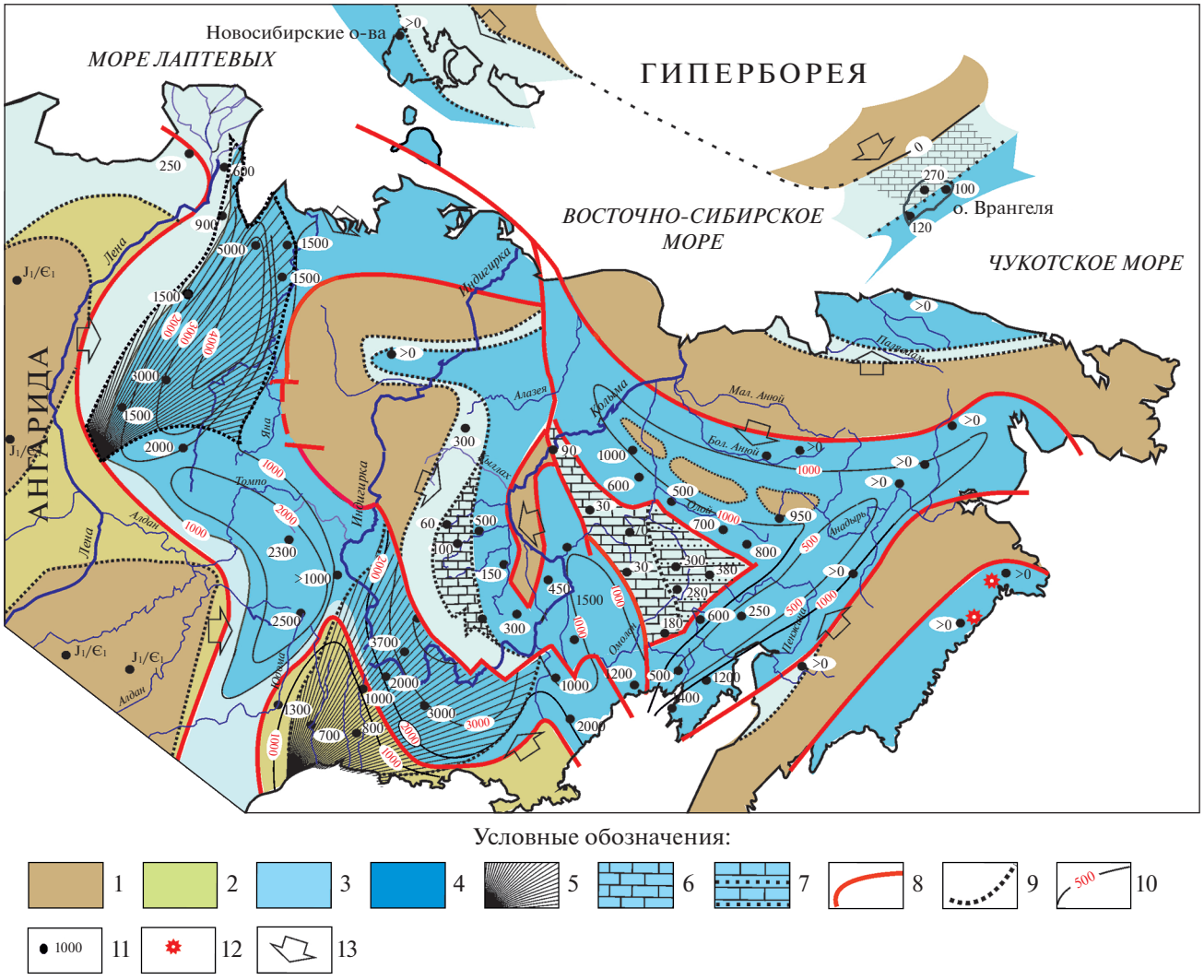


Рис. 5. Схема мощностей и фаций перми (джигдалинская и омолонская серии) на Северо-Востоке Азии.
1 – денудационная суша, 2 – аккумуляционная суша, 3 – мелкое море, 4 – глубокое море, 5 – подводные конуса выноса, 6 – районы площадного распространения известняков, 7 – переслаивание известняков и терригенных пород, 8 – тектонические ограничения основных структурных зон, 9 – границы фаций, 10 – изопахиты, 11 – мощности, 12 – вулканические фации, 13 – направление сноса.

только этому возрастному интервалу!), в отличие от Верхояно-Колымского региона, здесь свойствен иной, тетический, “низкоширотный”, тип бентоса. В его составе широко представлены фузулиниды, кораллы, отсутствующие в верхояно-колымских сообществах. Совершенно иной, уральский, систематический состав имеют сообщества брахиопод. Очевидно, что подобное распределение на Северо-Востоке Азии так называемых “бореальных” и “тропических” биомов невозможно увязать с каким-либо типом широтной зональности. Это послужило уже в 1970-х–1980-х гг. прошлого века основанием для первых плитотектонических моделей геологии Северо-Востока Азии (Наливкин и др., 1972; Карасик и др., 1984; Зоненшайн и др., 1990). Широко они используются и в реконструкциях последних лет, согласно которым Новосибирско-Чукотский блок чужероден остальной территории Северо-Востока Азии (Tuchkova et al., 2018; Davydov, 2016).

Полученные автором материалы по геологии о. Врангеля, так же как и известные литературные данные по Чукотке и о. Котельному, определенно вступают в противоречие с этими построениями. Одновременно эти материалы проливают свет на проблему соответствующих биогеографических различий, что частично было рассмотрено ранее (Шапиро, Ганелин, 1988; Ганелин, 1997). Обратимся к этим материалам.

Остров Врангеля

Несмотря на относительно небольшие размеры острова, здесь представлены разнофациаль-

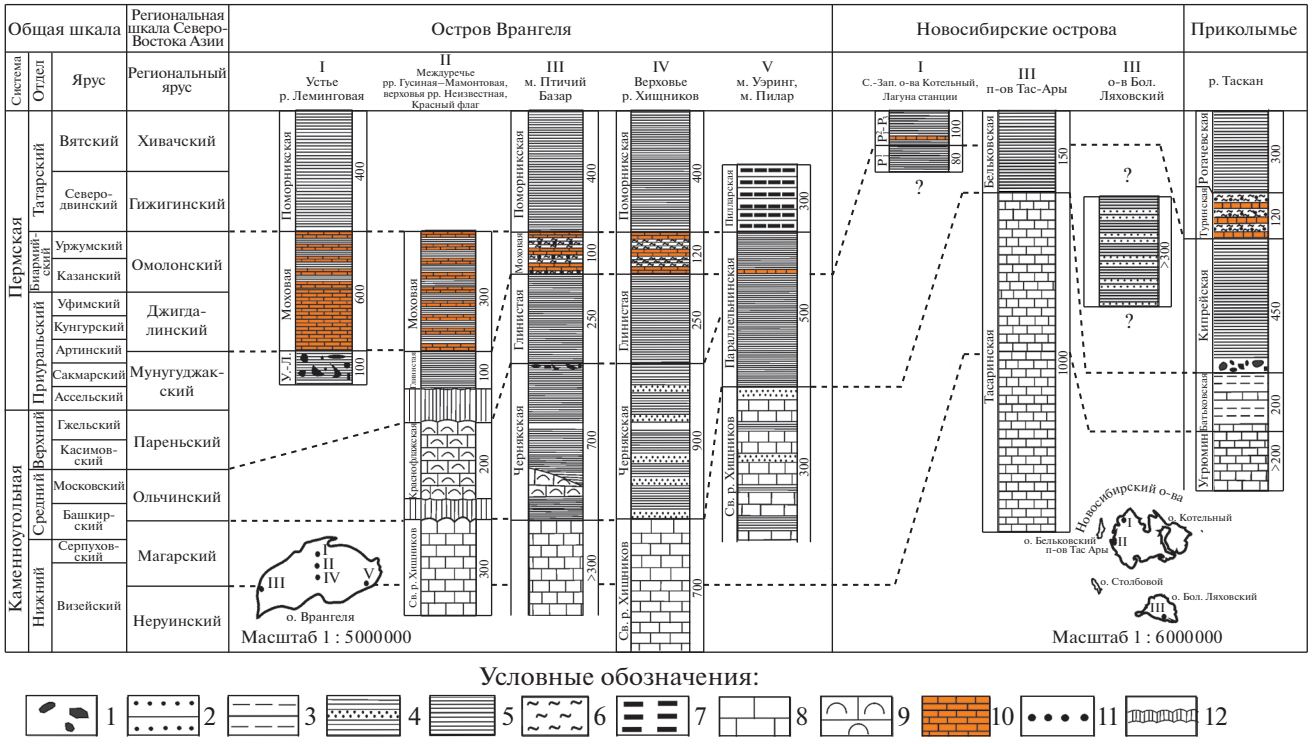


Рис. 6. Сопоставление разрезов верхнепалеозойских отложений островов Врангеля, Котельного и Приколымья. 1 – микститы, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – флиш, 5 – углеродистые глинистые сланцы, 6 – пестроцветные кремнистые сланцы, 7 – фтаниты, 8 – обломочные известняки, 9 – биогермы водорослево-мшанковых известняков, 10 – бактериальные сероводородистые известняки, 11 – марганцевые конкреции, 12 – интервалы стратиграфических перерывов. Справа от разрезов указана мощность (м) отложений. Сокращения: У.-Л. – устьленинговая толща, Угрюмин. – угрюминская толща.

ные комплексы верхнепалеозойских отложений, переход между которыми порой довольно резок. В большой степени это объясняется чешуйчато-надвиговой структурой острова, установленной нашими исследованиями (Ганелин и др., 1989; Kos'ko et al., 1993; Косько и др., 2003), так же как и работами предшественников (Иванов, Бялобжесский, 1974). В результате этого вещественные комплексы различных зон существенно сближены. Тем не менее от разреза к разрезу сохраняются определенные черты преемственности различных фациальных зон, что свидетельствует об относительно небольшой амплитуде перемещения и позволяет реконструировать последовательный латеральный ряд фаций, указывающий на увеличение прогнутости позднепалеозойского бассейна с севера на юг.

В целом каменноугольно-пермские отложения распадаются на два осадочных комплекса (рис. 6, 7). Нижний, охватывающий временной интервал от среднего–позднего визе до начала позднего карбона, представлен эпиконтинентальными образованиями – известняками, местами с обильной фауной одиночных и колониальных кораллов, фораминифер, брахиопод, залегающими на вулканогенно-терригенной молассе позднего девона–раннего карбона и достигающими мощности до 700 м.

Верхний позднепалеозойский комплекс имеет возрастной объем от среднего карбона до поздней перми включительно и устроен гораздо сложнее. В наиболее прогнутой части, на юго-востоке острова в разрезах мыса Уэринг, мыса Пилар, он сложен пелагическими образованиями, имеет сокращенную мощность, представлен конденсированными фациями и характеризуется двучленным строением (рис. 6, V). Нижняя его составляющая мощностью не более 500 м, сменяющая карбонатные комплексы подстилающих отложений, представлена неслоистыми черными углеродистыми глинистыми сланцами, интенсивно насыщенными пиритом (параллельнинская свита). В ее основании присутствуют среднекаменноугольные аммоноидеи (Иванов, 1973), а в верхних частях нами встречены маломощные прослои и карбонатные корки призматического кальцита сероводородистых известняков. Подобные карбонатные бактериальные корки чрезвычайно характерны для пермских пород Верхояно-Колымской области, начиная с верхнеартинского уровня. Подробнее они будут рассмотрены ниже. Возрастной объем толщи, таким образом, определяется как средний

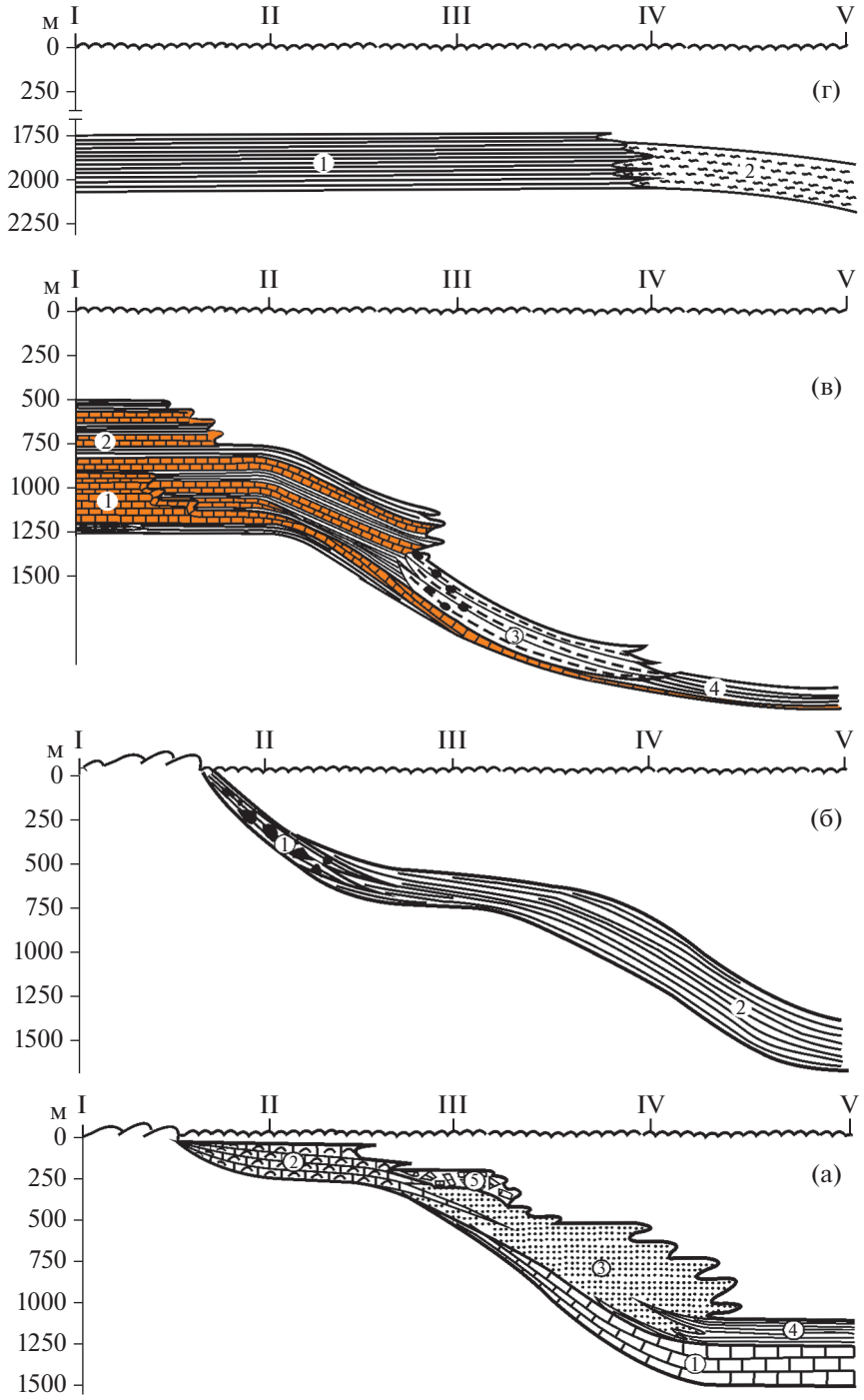


Рис. 7. Палеофациальные профили верхнепалеозойских отложений о. Врангеля.
(а) – средний карбон: 1 – свита р. Хищников, ранний–средний карбон, известняки; 2 – краснофлажская свита, средний карбон, рифогенные водорослево-мшанковые известняки с фузулинидами и другими группами бентоса; 3 – чернякская свита, углеродистые глинистые сланцы с горизонтами карбонатных турбидитов; 4 – параллельнинская свита, углеродистые глинистые сланцы; 5 – обвальные фации; (б) – поздний карбон–ранняя пермь: 1 – обвально-оползневые фации, 2 – углеродистые глинистые сланцы; (в) – ранняя–средняя пермь, береговая свита: 1 – сероводородистые "колымиевые" известняки; 2 – чередование сероводородистых известняков и углеродистых глинистых сланцев; 3 – пестроцветные сланцы с марганцевыми конкрециями; 4 – параллельнинская свита, углеродистые глинистые сланцы; (г) – поздняя пермь: 1 – поморникская свита, углеродистые глинистые сланцы; 2 – пиларская свита, фтаниты. Цифры I–IV отвечают номерам колонок на рис. 6.

Рис. 8. Рифовый массив мыса Птичий Базар.

карбон–середина ранней перми. С постепенным переходом ее сменяет трехсотметровая толща ясно-слоистых черных железистых фтанитов – пиларская свита. Она не содержит какой-либо фауны, отвечает, по-видимому, какой-то остальной части перми, а возможно, и низам триаса.

К северу, с увеличением мощности, строение позднепалеозойского комплекса существенно усложняется, а в его составе вычленяются различно представленные фации континентального склона и различных зон шельфа (рис. 6, I–IV; рис. 7). В наиболее поднятых структурах на севере острова, в среднем течении р. Неизвестная, близ устья р. Леминговая, низы комплекса – среднекаменноугольные отложения вовсе отсутствуют. Здесь непосредственно на силурийских известняках залегают отложения низов нижней перми, а возможно, частично и верхнего карбона. В основании этого комплекса присутствуют обвальные фации, представленные обломками и глыбами подстилающих пород силура и девона (рис. 6, I; рис. 7в).

Несколько южнее, в среднем течении р. Неизвестная, в верховьях р. Красный флаг появляются верхнебашкирские–нижнемосковские отложения, представленные 200-метровой рифогенной толщей водорослево-мшанковых, водорослево-криноидных биостромов, местами чередующихся с горизонтами черных сланцев (рис. 6, II; рис. 7а). Именно к этой рифогенной толще и приурочены многочисленные и разнообразные фузулиниды и брахиоподы, аналогичные известным в Уральско-Средиземноморской, т.е. “тропической”, области, в том числе и в Арктической Канаде (Свердрупский бассейн).

В следующей, более мористой, фациальной зоне в разрезах мыса Птичий Базар среднекаменноугольные отложения (чернякская свита) представлены 800-метровой преимущественно черносланцевой толщей, интенсивно пиритизированной (рис. 6, III). В ее основании располагается известняковое рифовое тело водорослево-мшанковых биостромов, которое, поставленное здесь “на голову”, собственно и слагает мыс Птичий базар (рис. 8). Породы содержат аналогичную биостромам р. Неизвестная фауну фузулинид и брахиопод, здесь присутствуют также аммоноидеи. Биостромы слагают протяженное (около 2 км) тело, мощность которого уменьшается от 80 до 2 м.

В центральной части острова, в бассейне верхнего течения р. Хищников (рис. 7, IV), залегает одновозрастная упомянутой выше черносланцевой толще довольно мощная (900–1000 м) толща черных, насыщенных пиритом углеродистых сланцев, чередующихся с протяженными линзами и горизонтами (мощностью до 50 м) турбидитовых калькаренитов, шламовый материал которых состоит из полностью передробленных, перетертых члеников криноидей. В нижней части этой толщи содержатся фузулиниды и аммоноидеи, аналогичные собранным в разрезах мыса Птичий базар и р. Неизвестная.

Следующий член описываемого верхнепалеозойского комплекса, отвечающий позднему карбону–первой половине ранней перми (глинистая свита), повсеместно представлен толщей черных, местами зеленоватых, углеродистых глинистых сланцев. Породы, как правило, неслоистые, обильно насыщены тонкодисперсным пиритом, имеют мощность до 250 м (рис. 6, I–V; рис. 7б). В краевой, наиболее поднятой части (среднее течение р. Неизвестная, приустьевая часть р. Леминговая), в основании толщи обилен обвально-оползневой материал. Черные глинистые сланцы включают здесь в изобилии валуны (до 1 м), обломки и отторженцы (до 20 м) чужеродных пород, представленных в большинстве кварцитами, известняками, конгломератами, аналогичными широко распространенным на острове породам силура–девона. Помимо фавозитид, происходящих из многочисленных здесь глыб силурийских известняков, в одном из обломков встречена раковина Spiriferella sp., возраст которой не древнее позднего карбона, и это уже так называемый “бореальный” таксон. Эта находка, как и стратиграфиче-

ское положение толщи, определяют ее возрастной объем в интервале поздний карбон–первая половина ранней перми.

Более высокие части комплекса, отвечающие, по-видимому, второй половине ранней перми и средней перми, фациально изменчивы (Ганелин и др., 1989; Решения..., 2009). В наиболее северных разрезах – среднее течение р. Неизвестная, приустьевая часть р. Леминговая, пик Тундровый – этот интервал представлен моховой свитой, имеющей двучленное строение (рис. 7, I; рис. 8в). Нижняя часть ее представлена толщей (250 м) характерных сероводородистых так называемых “колымиевых” известняков, содержащих ракушечники перетертых и неопределимых остатков брахиопод и гастропод, а также сероводородистые корки призматического кальцита. Подробнее эти карбонатные породы будут рассмотрены ниже. Здесь же отметим, что подобные образования являются характерным членом пермских комплексов Верхояно-Колымского региона. Присутствуют единичные плохо сохранившиеся остатки раковин брахиопод Spiriferella sp., Sowerbina sp., а также фораминиферы Nodosaria cf. cassiaformis Igon., Geinitzina aff. postcarbonica Spandel, Frondicularia sp., Rectoglandulina borealis Gerke, Pseudonodosaria starostinaensis Sossip.

Верхняя часть моховой свиты (400 м) более глубоководная. Она образована пачками чередования (5–20 м) очень тонкослоистых микритовых сероводородистых известняков и черных глинистых сланцев, которые количественно несколько преобладают над известняками.

К югу, в междуречье Гусиная–Мамонтовая и в верховьях рек Неизвестная и Красный флаг, двучленное строение свиты исчезает и ее нижняя часть фациально неотличима от верхней, несколько уменьшается роль известняков. Резкие изменения этот стратиграфический интервал претерпевает еще южнее, где ему отвечает береговая свита (Ганелин и др., 1989). В разрезах мыса Птичий базар характерные для нее сероводородистые известняки с корками призматического кальцита и редкой фауной пермских нодозариид слагают лишь нижние 40 м. Верхняя же ее часть здесь представлена пестроцветными сланцами, содержащими тонкие прослойки сероводородистых известняков, а также горизонты с обильными родохрозитовыми конкрециями. Изучавший их геохимию В.С. Рогов (ВСЕГЕИ) установил в них содержание марганца до 10% и наличие рудных компонентов (Pb, Zn, Cu, Ag) в количестве, значительно превышающем их кларковые содержания. Общая мощность соответствующего стратиграфического интервала, представленного береговой свитой, здесь значительно сокращается до 120 м. Идентичный состав и мощность свита имеет и восточнее, в верховьях р. Хищников (рис. 6, IV), однако здесь отсутствуют конкреции.

Из различных обнажений свиты установлен комплекс фораминифер, среди которых Protonodosaria parviformis Gerke, Nodosaria cf. netschaewi Tscherd., Geinitzina indepressa Tscnerd., G. aff. indepressa Tscherd., G. parva Lip., Frondicularia aktjubensis Igon., Frondicularia aff. prima Gerke, F. ex gr. dilemma Gerke, Dentalina sp., Pseudonodosaria starostinaensis Sossip., являющиеся представителями так называемых “бореальных” родов, характерных для кунгурско-казанских отложений Омолонского массива – джигдалинского и омолонского надгоризонтов (Решения..., 2009).

Наиболее высокие части позднепалеозойского комплекса (поморникская свита), отвечающие, по-видимому, кремнистой пиларской свите юго-востока острова, на остальной его территории представлены однообразной пиритоносной черносланцевой толщей. Ее видимая мощность составляет около 400 м и не меняется при переходе от одной фациальной зоны к другой. В крайних северных разрезах, на правобережье среднего течения р. Неизвестная, в ее нижней части располагается пачка известковистых песчаников с обильными раковинами брахиопод, среди которых многочисленны Waagenoconcha payeri (Toula), Kuwelousia sp., Spiriferella sp., а также фораминифер Protonodosaria proceraformis Gerke, Pseudonodosaria sp., что представляет типичный набор так называемой “холодноводной, бореальной” фауны, определяющей, по-видимому, высокие горизонты перми (татарский (лопингский?) отдел).

Рассмотренные материалы позволяют сделать вывод, что нижний формационный комплекс позднепалеозойских отложений острова (визе–раннебашкирское время) отвечает режиму эпиплатформенного карбонатного бассейна. Верхний формационный комплекс формировался в условиях деструкции этого бассейна и заложении на его месте глубоководного прогиба. В составе этого комплекса с севера на юг прослеживается последовательный, перемещающийся во времени ряд фаций – прибрежье, мелководный карбонатный шельф, континентальный склон и подножье с конденсированным набором кремнисто-глинистых осадков среднего карбона–перми (рис. 7).

Палеонтологические данные, прежде всего аммоноидеи (Богословская, 1995), позволяют точно установить время соответствующей перестройки. Ее начало (южная часть острова) отвечает поздней трети башкирского века (уровень генозоны Diaboloceras–Axinolobus), завершение – рубежу среднего–позднего карбона. С этими материалами хорошо согласуются и датировки по брахиоподам и фораминиферам.

Чукотка и Новосибирские острова

В разрезах Чукотки и Новосибирских островов, содержащих идентичную фауну, обнаруживаются аналогичные этапы осадконакопления. На севере Западной Чукотки эпиплатформенный карбонатный шельф раннего–среднего карбона представлен юнонской и киберовской свитами общей мощностью до 800 м. В верхах комплекса, как и в разрезах о. Врангеля, присутствуют аналогичные комплексы “тропических” брахиопод и фузулинид башкирского и московского ярусов (Рогозов и др., 1970; Соловьева, 1975). Такая же ассоциация разнообразных среднекаменноугольных фузулинид известна на Новосибирских островах. В частности, на архипелаге Де Лонга они обнаружены в гальке юрских конгломератов на острове Жохова (Макеев и др., 1991; Davydov, 2016).

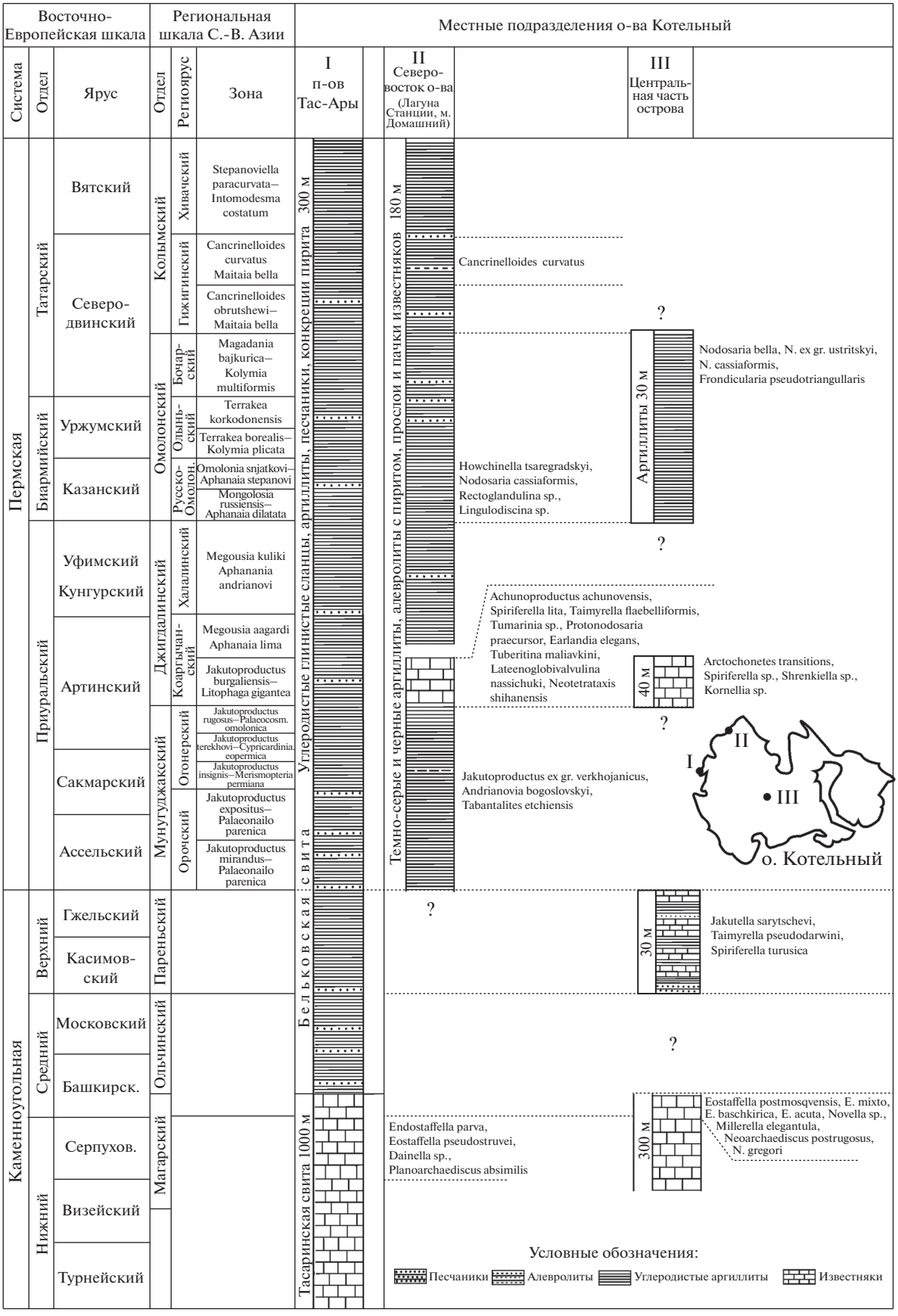
Верхнепалеозойские толщи широко представлены на островах Анжу. На о. Котельный так же, как и на о. Врангеля, наблюдается переход от маломощных мелководных фаций относительных поднятий в северной и центральной частях острова к образованиям более прогнутых частей бассейна на юго-западе. Эпиплатформенному этапу здесь отвечает турне-серпуховская карбонатная толща тасаринской свиты, мощность которой меняется от 300 м в северной и центральной частях острова до 1000 м в более прогнутых районах, в частности на полуострове Тас-Ары (Вольнов и др. 1974; Косько и др., 1985; Danukalova et al., 2019). В верхах толщи, как на западе, так и в центральной части острова, присутствует так называемая “тропическая” фауна – серпуховские и раннебашкирские фузулиниды (Соловьева, 1975). В этой западной, наиболее прогнутой части острова тасаринская свита перекрыта конденсированной глубоководной черносланцевой бельковской свитой среднего карбона–перми мощностью 150–300 м (Danukalova et al., 2019). Как по составу, так и по стратиграфическому объему свита может быть сопоставлена с параллельнинской свитой юго-востока о. Врангеля.

В северной и центральной, относительно поднятых, частях острова средний карбон, по-видимому, выпадает. Верхнекаменноугольно-пермский интервал представлен здесь мелководными и относительно мелководными карбонатно-терригенными фациями. При этом вся встреченная в этом интервале фауна идентична верхояно-колымским (“бореальным”), чрезвычайно специфическим ассоциациям и позволяет устанавливать в этих разрезах аналоги верхояно-колымских региональных ярусов, а местами даже зон (рис. 9).

Нетрудно видеть, что двучленное строение позднепалеозойского комплекса характерно для всего Новосибирско-Чукотского региона. Нижняя составляющая комплекса охватывает возрастной интервал ранний карбон–начало среднего карбона. Она повсеместно представлена мелководными преимущественно карбонатными толщами, отвечающими эпиконтинентальной стадии развития позднепалеозойского бассейна. С поздней трети башкирского века среднего карбона, отмеченной на острове Врангеля аммоноидным уровнем Diaboloceras–Axinolobus, начинается существенная тектоническая и палеогеографическая перестройка региона, завершившаяся к концу среднего карбона. С этой перестройкой связана деструкция континентального шельфа и заложение на его месте глубоководного прогиба, просуществовавшего всю позднепалеозойскую эпоху, а возможно и раннемезозойскую. Можно полагать, что этот позднепалеозойский рифтогенный прогиб был вытянут субширотно не менее чем на 1500 км при ширине не менее 400 км. Его северный край для позднего карбона–ранней перми маркируется мелководными прибрежными фациями центральной части о. Котельный и северной фациальной зоны о. Врангеля. Южная окраина фиксируется относительно мелководными фациями Куульского поднятия Западной Чукотки. На юго-востоке о. Врангеля доступна наблюдению, по-видимому, внутренняя, глубоководная, зона прогиба, маркируемая конденсированной черносланцевой параллельнинской свитой. Осевая часть этого прогиба располагалась, скорее всего, несколько южнее, уже в пределах пролива Лонга. Этой же глубоководной внутренней зоне отвечает и черносланцевый комплекс бельковской свиты о. Котельный и черносланцевая толща о. Большой Ляховский (Вольнов, 1975).

В этом позднепалеозойском прогибе так называемые “тепловодные, тропические” фауны были распространены лишь до конца среднего карбона, на что указывают материалы о. Врангеля, о. Котельный и севера Чукотки. Сходство этих экосистем с уральскими и сообществами Свердрупского бассейна свидетельствует о широкой палеогеографической общности этого времени, по-видимому, в пределах единого эпиконтинентального бассейна, имевшего палеогеографические связи с морями Тетиса. С позднего карбона, по завершению соответствующей перестройки, и до конца перми в пределах Новосибирско-Чукотского региона эти “тропические” фауны сменились так называемыми “бореальными” сообществами, аналогичными тем, которые широко распространены в одновозрастных отложениях Верхояно-Колымского региона.

Рис. 9. Стратиграфические колонки позднепалеозойских отложений о. Котельный (по Косько и др., 1985; Danukalova et al., 2019).


Восточно-Европейская шкала
Региональная шкала С.-В. Азии
Местные подразделения о-ва Котельный
Система
Отдел
Ярус
Отдел
Региоярус
Зона
I п-ов Тас-Ары
II Северо-восток о-ва (Лагуна Станции, м. Домашний)
III Центральная часть острова
Пермская
Каменноугольная
Татарский
Биармийский
Приуральский
Верхний
Средний
Нижний
Вятский
Северо-двинский
Уржумский
Казанский
Уфимский
Кунгурский
Артинский
Сакмарский
Ассельский
Гжельский
Касимовский
Московский
Башкирск.
Серпухов.
Визейский
Турнейский
Колымский
Омолонский
Джигдалинский
Мунугуджакский
Паренский
Ольчинский
Магарский
Хивачский
Гижигинский
Бочарский
Олынский
Русско-Омолон.
Халалинский
Коаргычанский
Огонерский
Орочский
Stepanoviella paracurvata–Intomodesma costatum
Cancrinelloides curvatus Maitaia bella
Cancrinelloides obrutshewi–Maitaia bella
Magadania bajkurica–Kolymia multiformis
Terrakea korkodonensis
Terrakea borealis–Kolymia plicata
Omolonia snjatkovi–Aphanaia stepanovi
Mongolosia russiensis–Aphanaia dilatata
Megousia kuliki Aphanania andrianovi
Megousia aagardi Aphanaia lima
Jakutoproductus burgaliensis–Litophaga gigantea
Jakutoproductus rugosus–Palaeocosm. omolonica
Jakutoproductus terekhovi–Cypricardinia eopermica
Jakutoproductus insignis–Merismopteria permiana
Jakutoproductus expositus–Palaeonailo parenica
Jakutoproductus mirandus–Palaeonailo parenica
300 м
Углеродистые глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники, конкреции пирита
с в и т а
Б е л ь к о в с к а я
Тасаринская свита 1000 м
180 м
Темно-серые и черные аргиллиты, алевролиты с пиритом, прослои и пачки известняков
Cancrinelloides curvatus
Howchinella tsaregradskyi, Nodosaria cassiaformis, Rectoglandulina sp., Lingulodiscina sp.
Achunoproductus achunovensis, Spiriferella lita, Taimyrella flaebelliformis, Tumarinia sp., Protonodosaria praecursor, Earlandia elegans, Tuberitina maliavkini, Lateenoglobivalvulina nassichuki, Neotetrataxis shihanensis
Jakutoproductus ex gr. verkhojanicus, Andrianovia bogoslovskyi, Tabantalites etchiensis
Endostaffella parva, Eostaffella pseudostruvei, Dainella sp., Planoarchaediscus absimilis
?
Аргиллиты 30 м
Nodosaria bella, N. ex gr. ustritskyi, N. cassiaformis, Frondicularia pseudotriangullaris
40 м
Arctochonetes transitions, Spiriferella sp., Shrenkiella sp., Kornellia sp.
30 м
Jakutella sarytschevi, Taimyrella pseudodarwini, Spiriferella turusica
300 м
Eostaffella postmosqvensis, E. mixto, E. baschkirica, E. acuta, Novella sp., Millerella elegantula, Neoarchaediscus postrugosus, N. gregori
II
I
III
о. Котельный
Условные обозначения:
Песчаники
Алевролиты
Углеродистые аргиллиты
Известняки

При сравнении наиболее изученного верхнепалеозойского разреза о. Врангеля с разрезами Верхояно-Колымской области обращает внимание их очевидное сходство. Прежде всего, оно проявляется в двучленном строении этих разрезов, имеющих нижнюю эпиплатформенную карбонатную составляющую и верхнюю черносланцевую терригенно-сланцевую. Особенно велико сходство разреза о. Врангеля с конденсированными разрезами Приколымья, расположенными на южной окраине Омулевского поднятия (Караваева, 1974; Шпикерман, 1998). Здесь нижнекаменноугольные карбонатные отложения сменяются конденсированной черносланцевой толщей среднего карбона–первой половины нижней перми сравнительно небольшой мощности (рис. 6). Нередко в низах она содержит горизонты микститов. Близ основания толщи встречаются среднекаменноугольные аммоноидеи, а близ кровли, как правило, корки сероводородистого призматического кальцита, принимавшиеся ранее за обломки призматического слоя раковин двустворчатых моллюсков. Сходство усиливается присутствием в вышележащей пермской части разреза пестроцветных сланцев с прослоями сероводородистых известняков, содержащих марганцевые руды. Существенным элементом сходства являются и сероводородистые "колымиевые" известняки, образующие значительные толщи как в относительно мелководных, так и в более глубоководных фациях Омулевского поднятия и широко распространенные на Омолонском массиве и в Приколымье. И, наконец, особенно важным элементом сходства является устанавливаемая с позднего карбона общность фаун этих территорий.

Таким образом, учитывая композиционное сходство разрезов, идентичность специфического вещественного и фациального состава сравниваемых толщ, общность их позднекаменноугольно-пермских фаун, можно определенно утверждать, что в позднем палеозое Новосибирско-Чукотский блок ни в коей мере не являлся чужеродным элементом по отношению к остальной территории Северо-Востока Азии, а, напротив, в своем развитии был тесно с ней связан.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть две важные особенности Новосибирско-Чукотского региона. (1) Седиментационная перестройка в этом регионе происходила не синхронно с аналогичной перестройкой в Верхояно-Колымском регионе. В разрезах последнего переход от режима эпикратонного карбонатного бассейна к депрессионной стадии начинается с началом магарского времени, с позднего визе, и завершается к поздней трети башкирского века среднего карбона (уровень аммоноидной зоны Diaboloceras–Axinolobus). Соответствующие процессы в Новосибирско-Чукотском регионе в поздней трети среднего карбона (уровень зоны Diaboloceras–Axinolobus) лишь начинаются и заканчиваются только к позднему карбону, т.е. запаздывают. (2) Свойственная Новосибирско-Чукотскому региону "тропическая" фауна беспозвоночных среднего карбона резко отличается от одновозрастных "бореальных" фаун Верхояно-Колымского региона. Трудно усомниться в наличии причинно-следственных связей между этими особенностями. Смена "тепловодных" фаун "холодноводными", как показывают материалы и Верхояно-Колымского, и Новосибирско-Чукотского регионов, тесно связана с трансформацией тектонического режима этих территорий, с переходом от эпикратонного к депрессионному режиму. Поскольку соответствующая перестройка в Новосибирско-Чукотском регионе запаздывала, здесь еще сохранялись эпикратонные ("тепловодные") сообщества конца раннего–среднего карбона.

При невозможности допущения аллохтонности Новосибирско-Чукотского блока, о чем свидетельствуют рассмотренные выше материалы, приходится констатировать: пространственное распределение на Северо-Востоке Азии так называемых "тропических" и "бореальных" фаун не согласуется с каким-либо из возможных вариантов положения палеоширот и, очевидно, имеет не климатическую природу.

Различия этих зоохорий имеют иную причину и обусловлены, в первую очередь, экологией вновь образовавшихся позднепалеозойских бассейнов. Особенности эко- и седиментогенеза этих бассейнов будут рассмотрены ниже. Здесь лишь отметим, что становление и расширение ареала так называемых "бореальных" позднепалеозойских фаун в акватории и обрамлении современного Арктического бассейна тесно связано с этапами разрушения эпиконтинентальных морей и заложении на их месте системы глубоководных черносланцевых бассейнов. Первый этап этой позднепалеозойской деструкции, как было сказано выше, явился следствием поздневизейско-башкирского рифтогенеза в Верхояно-Колымском регионе; второй, башкирско-московский, этап охватил Новосибирско-Чукотскую область, что и определило идентичность позднекаменноугольно-пермских фаун этих территорий.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКО- И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Несмотря на то что связь формирования позднепалеозойских экосистем Северо-Востока Азии с процессами рифтогенеза и новообразованием глубоких бассейнов очевидна, возникает вопрос – какие же именно особенности этих бассейнов обусловили своеобразие бентосных сообществ, в них обитавших? Как было отмечено, общей чертой

позднепалеозойского седиментогенеза территории явился преимущественно черносланцевый его характер. Углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые, углеродисто-пеплово-кремнистые отложения широко распространены и почти непрерывны в верхнепалеозойском разрезе прогнутых зон региона. Местами они марганцевоносны, повсеместно сульфидоносны. Эти особенности можно увязать с низко- и среднетемпературными гидротермами, формировавшимися на фоне базальтоидного вулканизма, который особенно был развит здесь в интервале средний карбон–ранняя пермь. Два компонента черносланцевых серий – карбонатолиты и микститы –представляют особый интерес для реконструкции обстановок осадконакопления и характера позднепалеозойских экосистем.

Карбонатолиты. Карбонатные тела, присутствующие в черносланцевых аноксидных сериях позднепалеозойских бассейнов Северо-Востока Азии, являются местами наибольшего скопления и разнообразия донной фауны, что позволяет рассматривать соответствующие фации как центры ее расселения и видообразования. Эти карбонатные образования представлены двумя различными группами карбонатных тел, сменяющими друг друга во времени. Первая из них была свойственна возрастному интервалу средний карбон–первая половина ранней перми. Вторая появилась с середины ранней перми и существовала почти до конца пермского периода, однако наиболее широко была распространена в средней перми.

В черносланцевых комплексах среднего карбона–первой половины ранней перми карбонатные тела распространены крайне незначительно. Ареалы связанного с ними раковинного бентоса, принадлежащего верхоянскому типу сообществ, также отмечены лишь локально (Ganelin, 2010). В одном из опорных разрезов верхнепалеозойских толщ, в верховьях р. Парень (рис. 10, 11), карбонатолиты этого возрастного интервала представлены известняками, слагающими биогермные линзовидные, куполовидные и караваеобразные тела размером до 7 × 0.7 м (рис. 11а–11г). Они располагаются в углеродистых пеплово-кремнистых породах, содержащих $C_{орг.}$ до 5%. Для этих тел характерна тончайшая слоистость, связанная, очевидно, с их формированием микробиальными матами (рис. 11д). В известняках много, местами до 50%, тонкого пеплового материала. Хотя раковинный бентос в разрезах Северо-Востока в этом возрастном интервале чрезвычайно редок, особенно в среднем–позднем карбоне, некоторые из этих тел являют собою ископаемые оазисы жизни. Их население представлено плотно расположенными поселениями брахиопод, иногда двустворок, в меньшей степени гастропод, конулярий, хиолитов, прикрепленных песчаных фораминифер, радиолярий (рис. 11е). В биолитах среднего карбона местами им сопутствуют довольно многочисленные остатки пелагических групп – аммоноидеи, наутилоидеи, при этом некоторые из них представлены крупными формами до 30 см (Руженцев, Ганелин, 1971).

Под электронным микроскопом хорошо видна микробиальная структура породы (табл. I, фиг. 1–4). На некоторых срезах наблюдаются скопления бактериморфных образований, представленных округлыми и удлиненными формами размером до 2–3 мкм. Характерны фрамбоиды пирита (табл. I, фиг. 5, 6), что вместе с макротекстурными особенностями пород дает дополнительные основания предполагать их бактериальный генезис. Об этом же свидетельствует и их изотопия. Б.Г. Покровский установил, что породы характеризуются аномально низкими значениями $\delta^{13}C$ от –9.4 до –26.4‰ и величинами $\delta^{18}O$ от 12.5 до 15.9‰ (рис. 12). Поскольку раковины брахиопод из этих пород имеют нормально-морской изотопный состав углерода, можно полагать, что низкие значения $\delta^{13}C$ в валовых пробах этих известняков связаны с участием в их формировании углерода, сепарированного сульфатредуцирующими и метанотрофными прокариотами. Процессы интенсивной сульфатредукции, вероятно, вызывали и сероводородное заражение бассейна. Низкие значения $\delta^{18}O$ в породах связаны, как считает Б.Г. Покровский, либо с сильным обеднением в них поровых растворов в результате низкотемпературного обмена с вулканогенным материалом, либо с необычно интенсивным флюидным режимом при их образовании, обусловленным активной гидротермальной деятельностью. В разрезе некоторых из этих тел можно наблюдать чередование маломощных интервалов с обильной и разнообразной раковинной фауной, интервалов, насыщенных исключительно раковинной молодью, и интервалов совершенно без фауны. Подобный характер строения, вероятно, можно связать с резко менявшимися окислительно-восстановительными характеристиками в условиях маломощной и подвижной редокс-зоны.

В последние десятилетия в современных аноксидных бассейнах многочисленными исследованиями открыто широкое распространение аутигенного карбонатообразования, происходящего за счет бактериальной сульфатредукции и окисления метана, на выходах метановых сипов, формирующих так называемые сиповые сообщества бентоса – сообщества холодных высачиваний (Zehnder, Brock, 1980; Нестеров, Иванов, 1983; Галъченко и др., 1988; Orphan et al., 2002; Ivanov et al., 2003; Mazzini et al., 2004; Леин, 2018; Леин и др., 2000, 2007 и многие др.). В качестве аналогии можно обратиться к современному осадкообразованию в Черном море. В анаэробных условиях в микробных матах происходят активные процессы

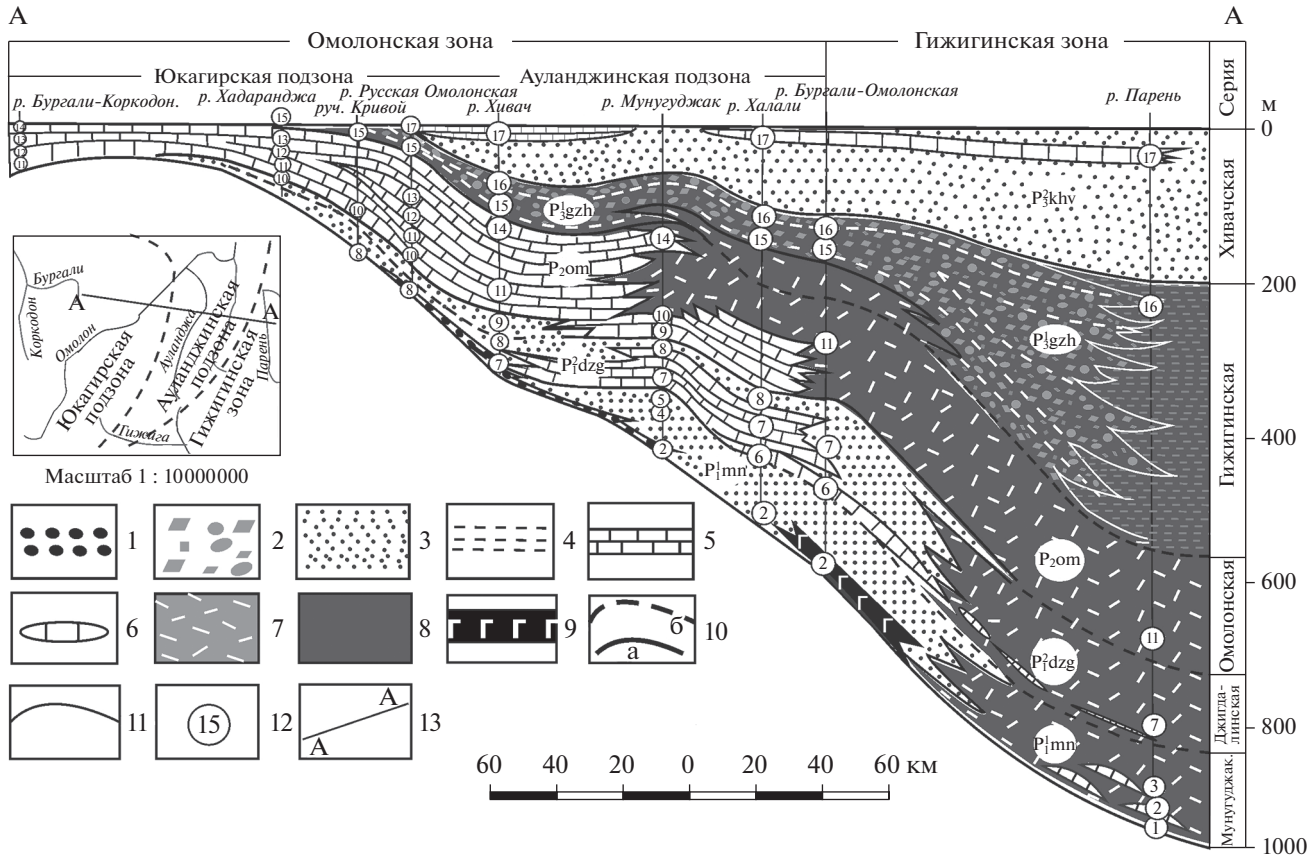


Рис. 10. Фациальный профиль пермских отложений Омолонского массива и Гижигинской зоны.
1 – конгломераты; 2 – микститы; 3 – песчаники, алевролиты; 4 – флиш; 5 – известняки; 6 – линзы известняков; 7 – тонкообломочная кремнистая пирокластика; 8 – черносланцевые комплексы; 9 – базальты; 10 – границы региональных серий: а – совпадающие с литологическими границами, б – внутри литологических комплексов; 11 – границы литологических подразделений; 12 – номера стратиграфических зон; 13 – линия профиля. P_1^1 mn – мунугуджакская серия, P_1^2 djg – джигдалинская серия, P_2 om – омолонская серия; колымская серия: P_3 gzh – гижигинский регионарус, P_3 khv – хивачский регионарус.

сульфатредукции и анаэробного окисления метана, обусловленные деятельностью архей и сульфатредуцирующих бактерий. Здесь сообщество прокариот образует единую симбиотическую систему, в которой окисление метана неразрывно связано с восстановлением сульфата. Как установлено, при окислении черноморского метана часть образующегося углерода расходуется на формирование углекислоты, которая связывается в карбонатах, слагающих плиты, коралловидные постройки и конкреции. Вместе с тем интенсивно идущие процессы сульфатредукции генерируют производство огромного количества сероводорода (Иванов и др., 1998; Lein et al., 2003; Леин, Иванов, 2005; Reitner et al., 2005 и др.).

С трансгрессией второй половины ранней перми, завершившейся к началу триаса, связано распространение карбонатолитов иного типа. Они образованы очень своеобразными известняками, природа которых до последнего времени оставалась загадочной. В отличие от вышеописанных карбонатных тел среднего карбона–первой половины ранней перми, эти образования распространены чрезвычайно широко. В относительно глубоководных и мелководных фациях на срединных поднятиях в Колымо-Омолонском регионе (омолонская и бочарская свиты Омолонского массива, Омулевского поднятия, Приколымья) их присутствие особенно значительно. Здесь с этими фациями связаны центры видообразования и расселения сообществ бентосной фауны нового типа – колымо-омолонского (Ganelin, 2010). Мощность толщ известняков в пределах этих районов меняется от первых метров до 400 м (рис. 10, 13, 14). За пределами срединных поднятий они представлены отдельными пластами в мощных черносланцевых сериях или чередуются с пачками углеродистых глинистых сланцев: федоровская свита Гижигинской зоны (Ганелин, 1973), тактай-юряхская свита Сугойской зоны (Кузнецов, 1988). В Западно-Аргатасской зоне (рис. 2) эти известняки, переслаиваясь с углеродистыми слан-

Рис. 11. Карбонатолиты среднего карбона–низов нижней перми (верховья р. Парень).
(а, б) – биогермы в кремнисто-туфовых породах ольчинской свиты, средний карбон; (в) – биогерм в углеродистых кремнисто-туфовых породах магивеемской свиты, низы нижней перми, зона 1 – mirandus; (г) – биостром в магивеемской свите, возраст тот же; (д) – характер слоистости в биостроме магивеемской свиты, возраст тот же; (е) – сообщество брахиопод и двустворок в биостроме магивеемской свиты, возраст тот же.

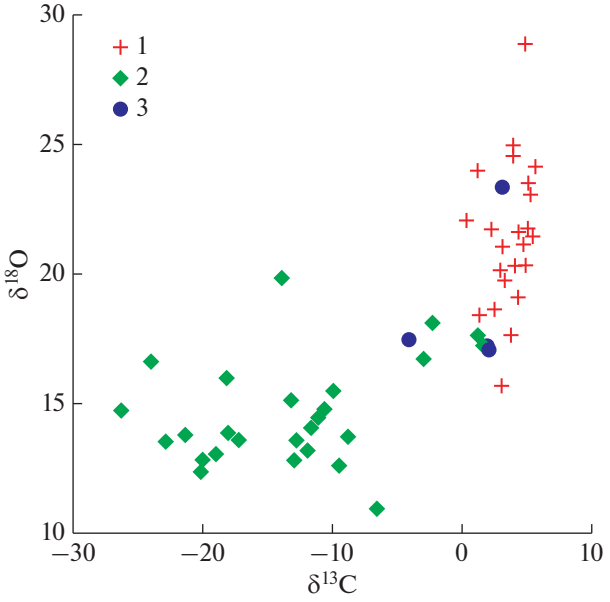


Рис. 12. Соотношение изотопного состава углерода (‰ PDB) и кислорода (‰ SMOW) в позднепалеозойских карбонатах Колымо-Омолонского бассейна (по Б.Г. Покровскому (Ганелин и др., 2010)).
1 – нижняя–верхняя пермь; 2, 3 – верхний карбон–нижняя пермь (2 – валовые пробы, 3 – раковины брахиопод).

цами, слагают лесновскую толщу мощностью 800–1000 м (Сурмилова и др., 1981; Терехов, Дылевский, 1987). Присутствуют они и в Новосибирско-Чукотском регионе на о. Врангеля, где представлены вышеописанной относительно мелководной толщей (моховая свита) мощностью до 200 м, а также карбонатными корками призматического кальцита среди глубоководных черных углеродистых глинистых сланцев. Имеются указания на присутствие аналогичных пород в пермских толщах Юго-Западной Аляски – в горах Тейлор, а также на о. Хагемейстера (Hoar, Coonrad, 1976). Помимо толщ нормально пластующихся известняков (рис. 13в, 14б, 14в), эти породы формируют биогермы и биостромы (рис. 13г, 13д, 14а, 14б). Особенно характерны бактериальные корки призматического кальцита, присутствующие повсеместно – как в фациях мелководья, так и среди глубоководных отложений (рис. 14в, 14г, 14д, 14ж); они идентичны известным в современных морских осадках (рис. 14е). Биогермы и биостромы имеют высоту обычно от 1 до 3 м, редко до 30 м, и протяженность от первых метров до десятков метров, а возможно, и более. Налегание отдельных биогермов друг на друга порой происходит по неровной волнистой поверхности. Иногда кровля биогермов имеет сильно расчлененный рельеф со столбообразной отдельностью, при высоте столбов от 2 до 8 м (рис. 13д, 14а).

Как правило, породы имеют тончайшую слоистость (рис. 15а, 15б, 15в). Известняки повсеместно зловонные, с резким запахом сероводорода, часто переполнены тонкодисперсным пиритом. В шлифах можно видеть, что известняки как из биогермов, так и из нормально пластующихся тел нацело состоят из тонких иголочек кальцита (табл. II), что традиционно служило основанием считать их обломочной породой, продуктом переработки раковинного материала иноцерамоподобных двустворок. Фрагменты бактериальных корок призматического кальцита исследователи, в том числе и автор, принимали за обломки створок бивальвий. В связи с этим породам и было присвоено наименование “колымиевые, атомодесмовые известняки”.

Обстоятельное исследование пород в прозрачных шлифах и под электронным микроскопом показало ошибочность этого мнения и не оставило сомнений в аутигенности этих образований. Карбонатолиты обнаруживают хорошо сохранившуюся минерализованную микробиальную структуру. При значительном увеличении сканирующего микроскопа известняк выглядит, по большей части, как агрегат микроколоний, представленных призматическими, палочковидными и кубковидными формами (табл. III–VI). Микроколонии (длиной до 500 мкм и шириной до 30 мкм) плотно пригнаны друг к другу при полном отсутствии какого-либо матрикса. Вполне сформированные микроколонии облечены фарфоровидной оболочкой кальцита, представляющей, вероятно, литифицированный гликокаликс. В той или иной степени поверхность колоний покрыта порами (газовые вакуоли?) различного размера – от долей микрометра до 1 мкм. К ним часто приурочены выделения сульфидов (табл. IV, фиг. 10). Местами микроколонии имеют морщинистую и ноздреватую поверхность – чехол (табл. III, фиг. 11; табл. V, фиг. 4–6), образованный, по-видимому, минерализованным гликокаликсом. Чехол-оболочка облекает минерализованные клетки кокоидной, реже палочковидной или яйцеобразной формы размером до 2 мкм (табл. III, фиг. 7–11). Местами мож-

Рис. 13. Пермские карбонатолиты Гижигинского, Сугойского прогибов и Омолонского массива.
(а, б) – Гижигинский прогиб, черносланцевая толща (федоровская свита) с отдельными пластами сероводородистых бактериальных известняков (светлые тона), верхи нижней перми–средняя пермь, верховья р. Парень; (в) – Омолонский массив, сероводородистые бактериальные известняки омолонской свиты, цифры в кружках 1, 2, 3 – три подсвиты омолонской свиты, Северное Приохотье, бассейн р. Хивач, руч. Водопадный, средняя пермь, фото Т.В. Филимоновой; (г, д) – Сугойский прогиб, бактериальные биостромы и биогермы среди углеродистых сланцев тактай-юряхской свиты, левобережье р. Колыма в 12 км выше устья р. Мутная.

(а)
P2
P1^2
C3-P1
р. Парень
(б)
P1^2
р. Парень
(в)
3
2
1
(г)
(д)

Таблица I

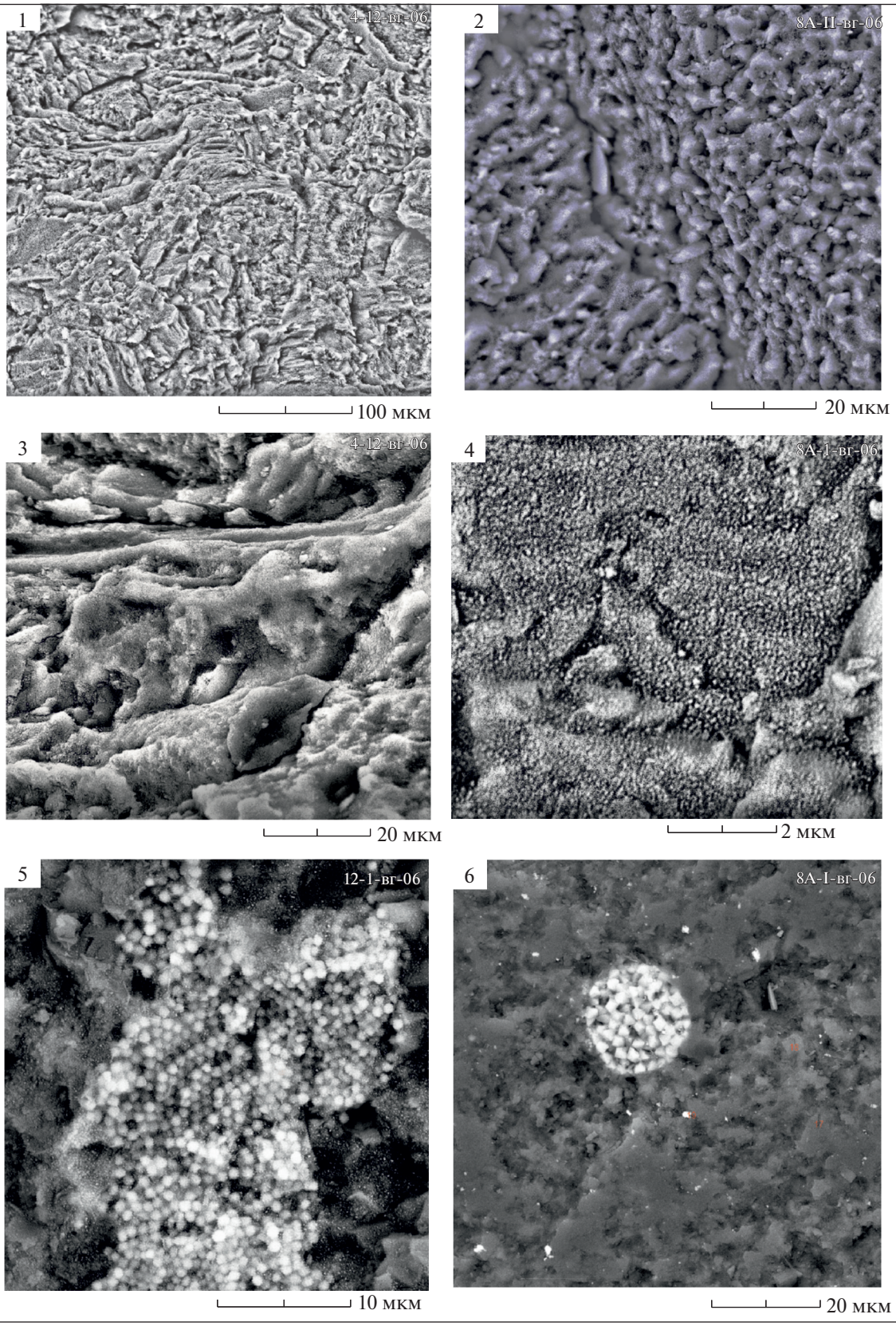


Таблица I. Карбонатолиты магивеемской свиты в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ).
1–4 – бактериморфные структуры известняков; 5, 6 – фрамбоидальный пирит в тех же породах; нижняя пермь, магивеемская свита, зона 1 – Verkhojania mirandus, Северное Приохотье, верховья р. Парень.

Таблица II

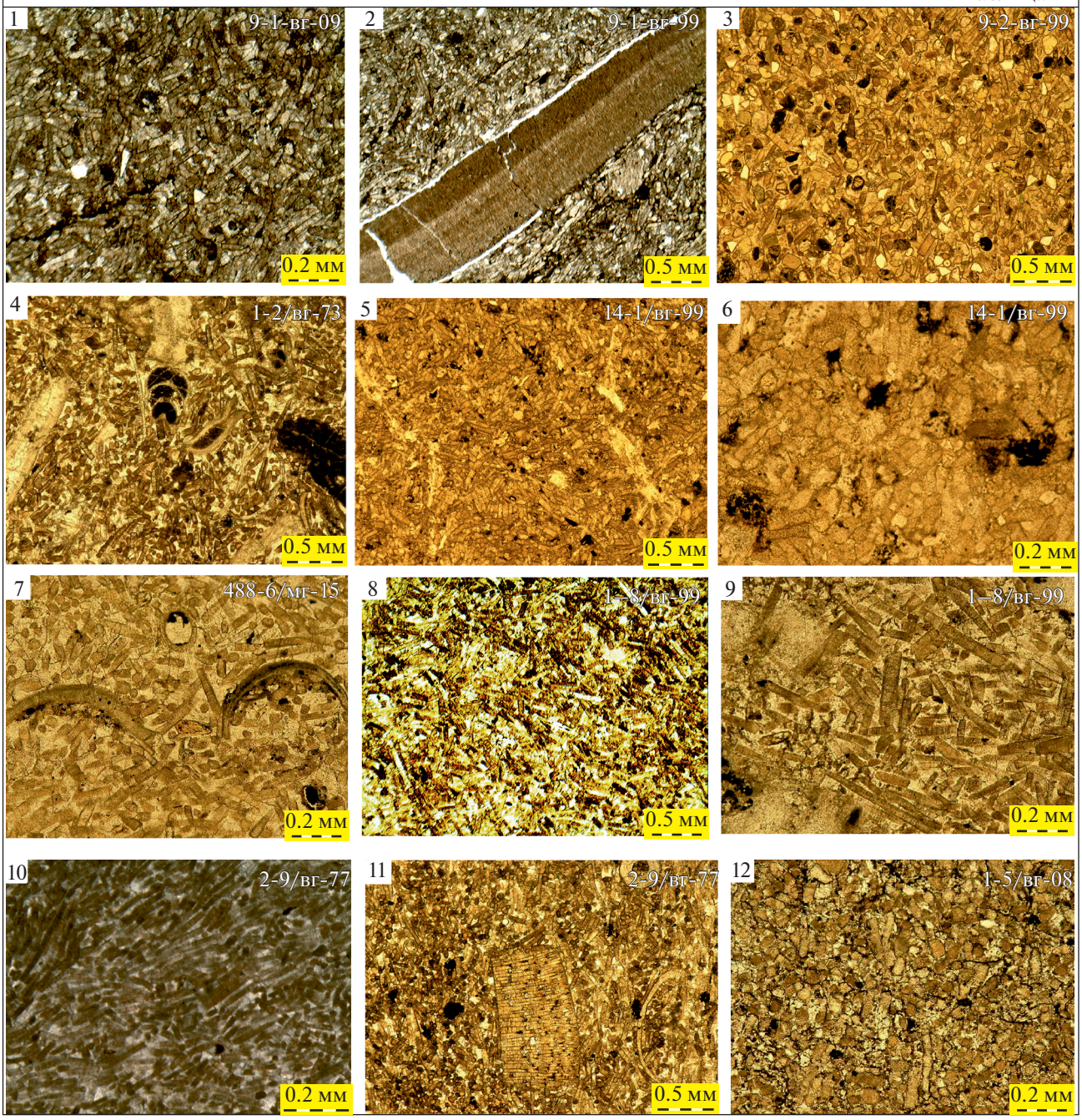


Таблица II. Микроструктуры известняков в проходящем свете, различные стратиграфические уровни в различных разрезах перми региона (шлифы, николи параллельные).
1–3 – рулонская свита: 1, 2 – низы рулонской свиты, 2 – карбонатная корка в том же образце; 3 – верхи рулонской свиты; верхи нижней перми, джигдалинская серия, зона 8 – Megousia aagardi, Омолонский массив, р. Мунугуджак, обр. 9-1/вг-99; 4 – максуровская толща, присутствуют срезы раковин фораминифер, обломки игл продуктид; верхи нижней перми, джигдалинская серия, зона 9 – Megousia kuliki, Омулёвское поднятие, басс. верхнего течения р. Зырянка, р. Бочара, руч. Фауновый, обр. 1-2/вг-73; 5, 6 – фолькская свита, 5 – известняк с многочисленными включениями пирита, 6 – то же, с большим увеличением; средняя пермь, основание омолонской серии, зона 9 – Kolymaella–Bocharella, Омолонский массив, р. Мунугуджак, обр. 14-1/вг-99; 7 – моховая толща, присутствуют срезы раковин брахиопод, члеников криноидей; верхи нижней перми–средняя пермь, о. Врангеля, верховья р. Хищников, обр. 488-6/мт-15, шлиф М.И. Тучковой; 8, 9 – омолонская свита, с разным увеличением; средняя пермь, зона 13 – Terrakea korkodonensis, Омолонский массив, басс. р. Гижига, р. Хивач, руч. Водопадный, обр. №1-8/вг-66; 10, 11 – омолонская свита, различные участки одного образца с разными увеличениями, присутствуют фрагменты карбонатных корок, срезы раковин брахиопод, члеников криноидей; средняя пермь, зона 14 – Terrakea borealis, обр. 2-9/вг-77, Омолонский массив, р. Русская-Омолонская; 12 – тактай-юряхская свита, средняя пермь, р. Колыма, в 12 км выше устья р. Мутная.

Таблица III. Известняк рулонской свиты, обр. 9-1/вг-99 (СЭМ).
1–3 – общий вид образца, различные срезы, скопление призматических колоний, с разным увеличением; 2 и 3 – небольшие бактериальные корки; 4–6 – то же, с большим увеличением, различные срезы скопления призматических колоний, имеющих сформированную оболочку; 7, 8 – ветвящиеся микроколонии, 7 – покрытые оболочкой, 8 – со снятой оболочкой; 9 – формирующаяся бактериальная корка; 10 – микроколонии, покрытые чехлом и без чехла; 11 – то же, увеличенное; 12 – россыпь фрамбоидального пирита; верхи нижней перми, джигдалинская серия, зона 7 – Megousia aagardi, Омолонский массив, р. Мунугуджак.

но видеть делящиеся клетки, порой образующие пучки рядоположенных или переплетающихся нитей, ветвящиеся или розетковидные скопления (табл. III, фиг. 7, 8; табл. V, фиг. 7–10; табл. VI, фиг. 7–12). Характерна насыщенность тонкодисперсным пиритом, часто фрамбоидальным (табл. III, фиг. 7, 12; табл. IV, фиг. 9, 10). Как в самих карбонатолитах, так и в сланцах повсеместно распространены бактериальные корки от микронной до сантиметровой мощности (рис. 14, фиг. в–д, ж). В шлифах известняков фрагменты этих корок встречаются повсеместно (табл. II, фиг. 2), распознаются они и в сканирующем микроскопе (табл. III, фиг. 3; табл. VI, фиг. 8, 9). Как правило, эти корки ошибочно принимались за обломки раковин двустворчатых моллюсков, что и послужило основанием считать эти известняки бивальвиевыми.

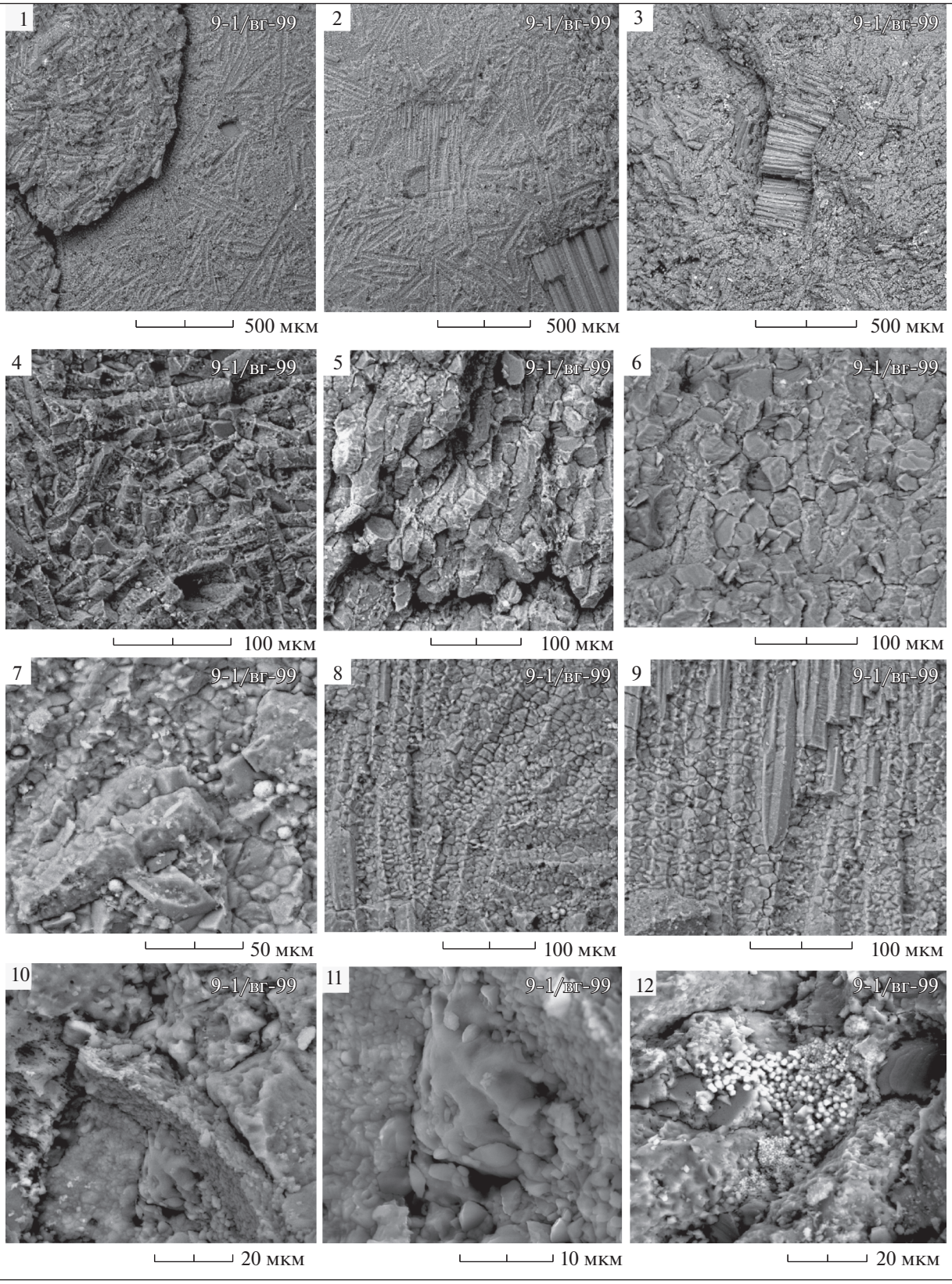
В фациях карбонатной платформы на Омолонском массиве и Омулевском поднятии с этими известняками связаны плотные поселения брахиопод и двустворчатых моллюсков, образующих, как правило, моно- или олигодоминантные сообщества. Среди двустворок особо примечательны представители иноцерамоподобных моллюсков, достигающие крупных и очень крупных размеров (рис. 16ж, 16з). Местами в этом симбиозе принимают участие, по-видимому, и кольчатые черви. В более глубоководных, краевых фациях склона, по-видимому наименее аэрофильных, где известняки представлены небольшими пластами и прослоями среди черносланцевых кремнисто-туфогенных образований (рис. 13б), с ними связаны мелкие гнездовидные поселения угнетенной фауны брахиопод и гастропод. Характерным членом этой биофации в верхнеартинском интервале являются выдержанные протяженные поселения колоний ветвистых табулят Cladochonus ex gr. magnus Gerth., которым иногда сопутствуют Acaciopora sp. (рис. 16а–16е). Среди известняков и кремнистых пород здесь присутствуют линзы бактериальных фосфоритов с содержанием P_2O_5 до 37%. В сканирующем микроскопе можно наблюдать кокковидные фосфоритовые образования, выполняющие здесь трубки кораллов, что наводит на предположение о симбиотрофии этих организмов с бактериями. В разрезах Гижигинской зоны эти поселения, фиксирующие, по-видимому, строго определенный батиметрический уровень, прослежены на десятки километров. Известны они и по северному обрамлению Омолонского массива, в пределах Березовско-Олойской зоны.

Наводит на дополнительные размышления изотопный состав углерода этих пород, резко отличный от такового среднекаменноугольно-раннепермских известняков. Он имеет “нормально-морские” для пермского периода значения $\delta^{13}C = 4.1 \pm 1.4‰$ и широкие вариации $\delta^{18}O$ от 15.5 до 28.8‰ (рис. 12). Эти данные можно объяснить, принимая во внимание формирование пород на фоне широкой пермской трансгрессии. Логично предположить, что с этой трансгрессией связано поступление глубоководных сульфидных водных масс в аэробную зону. Смешение сероводородных и кислородных вод, можно полагать, имело следствием изменение состава бактериальной биоты. Метанотрофная анаэробная консорция среднего карбона–ранней перми, можно предположить, сменилась хемотрофной пермской ассоциацией, осуществляющей хемосинтез[3].

Вероятно, ее основу составляли бесцветные серобактерии и тионовые бактерии, возможно также археи, окисляющие восстановленные соединения серы и фиксирующие углекислоту морской воды. В краевых, глубоководных, микроаэрофильных зонах, при участии тех же бактерий, в доминирующих черносланцевых обстановках эпизодически наряду с карбонатами формировались и фосфориты. Характер площадного распространения рассматриваемых бактериальных известняков свидетельствует о том, что они образовывались в пределах как фотической, так и глубоководной афотической зоны. С позиций хемосинтеза этих образований такая фациальная зональность становится понятной. Среди современных бактериальных карбонатообразующих систем с рассматриваемыми породами в какой-то степени можно сравнить, по-видимому, бактериальные постройки в Северной Атлантике, в районе Лост Сити, где в формировании протяженных карбонатных плит и столбов принимают участие серобактерии, фиксирующие углерод морской

[3] Хемотрофные ассоциации – сообщества организмов, получающие энергию в результате окислительно-восстановительных реакций, в которых они окисляют химические соединения, богатые энергией, как неорганические, так и органические, в отличие от фототрофов, обладающих способностью использовать энергию света. Хемосинтез – способ автотрофного питания, при котором источником энергии для синтеза органических веществ из CO_2 служат реакции окисления неорганических соединений. Подобный вариант получения энергии используется только бактериями или археями. Это явление было открыто в 1887 г. русским ученым С.Н. Виноградским (Википедия).

Таблица III


1
9-1/вг-99
500 мкм
2
9-1/вг-99
500 мкм
3
9-1/вг-99
500 мкм
4
9-1/вг-99
100 мкм
5
9-1/вг-99
100 мкм
6
9-1/вг-99
100 мкм
7
9-1/вг-99
50 мкм
8
9-1/вг-99
100 мкм
9
9-1/вг-99
100 мкм
10
9-1/вг-99
20 мкм
11
9-1/вг-99
10 мкм
12
9-1/вг-99
20 мкм

воды (Леин, 2004). Смена трофической основы донных сообществ повлекла за собой преобразование состава и структуры раковинного бентоса, обитавшего на шельфе. Структура формировавшихся здесь экосистем и их сообществ колымо-омолонского типа в некоторой степени может быть сравнима с современными восстановленными экосистемами холодных высачиваний (Галкин, 2002). К числу общих признаков можно отнести высокую биомассу поселений, моно-олигодоминантный, как правило, состав сообществ, наличие специализированных форм. В частности, присутствие здесь иноцерамовидных двустворчатых моллюсков – колымиид, имеющих крупные, а порой и очень крупные (свыше 0.5 м) размеры, наводит на предположение о симбиотрофии этих животных с бактериями, как это имеет место в современных биотопах у батимадиол и каллиптоген. Причем для колымиид можно предположить не только эндосимбиотрофию, но и экзосимбиотрофию, поскольку их раковины нередко покрыты карбонатными бактериальными корками.

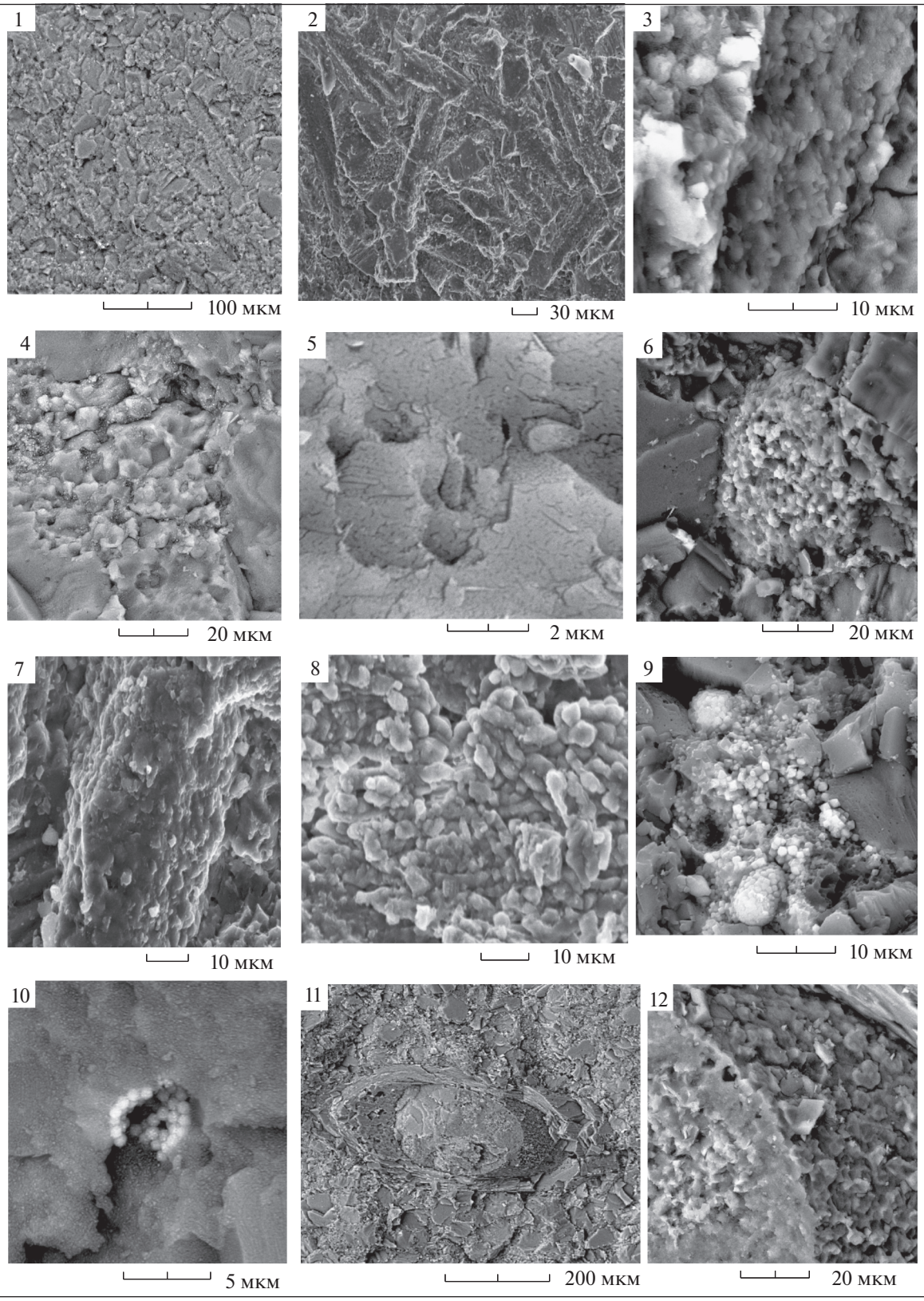
Микститы. Микститы верхнепалеозойских черносланцевых серий представляют не меньший интерес для реконструкции палеообстановок, чем описанные выше карбонатолиты. Их первое появление связано с магарским временем (середина позднего визе–поздняя треть башкирского века) – началом верхояно-чукотского рифтогенеза. В Северном Верхоянье, в Усть-Ленском разрезе, это толща конгломерато-брекчий, валунно-глыбовых брекчий, диамиктитов мощностью около 300 м (так называемые “крестяхские конгломераты”; Булгакова, 1967; Сенников и др., 2020), локально подстилающая черносланцевые глинистые породы тиксинской свиты. Их поздневизейский возраст определяется фауной аммоноидей (Решения..., 2009). В Южном Верхоянье (хр. Сетте-Дабан) магарские отложения куранахской свиты представлены трехкилометровой флишевой толщей, которая содержит глыбовые горизонты и горизонты диамиктитов, характерные для так называемого “дикого флиша” (Абрамов, 1970; Гурьев, Ганелин, 1994). В Колымо-Омолонском регионе аналогичные образования того же возраста – валунно-глыбовые брекчии, вмещающие обломки и глыбы докембрийских пород, присутствуют в основании хаямской свиты некоторых районов ее распространения (Решения..., 2009). Среднекаменноугольные диамиктиты – гальковые аргиллиты, переходящие в конгломераты, широко известны во многих районах Северо-Востока. По поводу большинства из этих образований в разное время разными исследователями высказывалось мнение об их ледово-морском генезисе (Устрицкий, Явшиц, 1975; Чумаков, 1994). Другие авторы не соглашались с этой трактовкой (Межвилк, 1956; Булгакова, 1967; Ганелин, 1973). В частности, М.Д. Булгакова, вслед за А.А. Межвилком, связывала образование крестяхских конгломератов с напряженной тектонической обстановкой и активным сейсмическим режимом, обусловившим здесь формирование глыбовых брекчий, оползней и грязекаменных потоков. Это вполне согласуется с представлением о магарском времени как времени начала позднепалеозойской деструкции. Присутствие в регионе одновозрастной лепидофитовой (субтропической) флоры никак не вяжется с предположением об их ледниковом генезисе.

Наиболее широкая дискуссия, однако, развернулась в отношении верхнепермских микститов. Эти образования распространены гораздо шире каменноугольных, образуя пояс в пределах окраины Ангариды, от Южного Верхоянья до Северного Приохотья. Другой пояс этих пород обрамляет южную и юго-восточную окраины Омолонского массива (рис. 4). В обоих регионах эти образования связаны в основном с верхней пермью, гижигинским интервалом татарского яруса. В Верхоянье и Приохотье микститы приурочены к мощным (до 1500 м) глинисто-сланцевым комплексам пассивной окраины Ангарского континента. Здесь породы являются рудовмещающими для крупных и очень крупных золотых месторождений штокверкового типа. На Омолонском массиве мощность аналогичных пород составляет 30–60 м, увеличиваясь до 200–300 м в его краевых частях и районах, пограничных с Гижигинским прогибом.

В связи с золотоносностью верхнепермских образований их изученность более полная, поэтому они представляют интерес для более подробного их рассмотрения. Особенностью пород является их тиллитоподобный облик: песчаный, гравийно-галечный и валунный материал хаотично рассеян в темно-сером и черном глинисто-алевритовом, как правило, неслоистом матриксе, имеющем часто характерную концентрически-скорлуповатую отдельность. Другой особенностью пород является преимущественно вулканогенный характер обломков среднего, реже кислого и основ-

Таблица IV. Известняк фолькской свиты, обр. 14-вг-99 (СЭМ).
1 – общий вид образца с небольшим увеличением; 2 – то же, увеличенный фрагмент, скопление призматических микроколоний; 3, 7 – фрагмент микроколонии со снятой оболочкой, скопление комочков кокковидных образований; 4 – фрагмент призматической микроколонии с частично сохранившейся оболочкой; 5 – рельеф оболочки микроколонии, присутствует палочковидное образование с хвостиком, возможно бактерия со жгутиком; 6 – поперечный срез микроколонии; 8 – скопление палочковидных бактериморфных образований; 9, 10 – скопления фрамбоидального пирита; 11 – микроскопический трубчатый организм, поперечный срез; 12 – то же, увеличенный фрагмент; Омолонский массив, р. Мунугуджак, средняя пермь, омолонская серия, зона 9 – Kolymaella–Bocharella.

Таблица IV


1
100 мкм
2
30 мкм
3
10 мкм
4
20 мкм
5
2 мкм
6
20 мкм
7
10 мкм
8
10 мкм
9
10 мкм
10
5 мкм
11
200 мкм
12
20 мкм

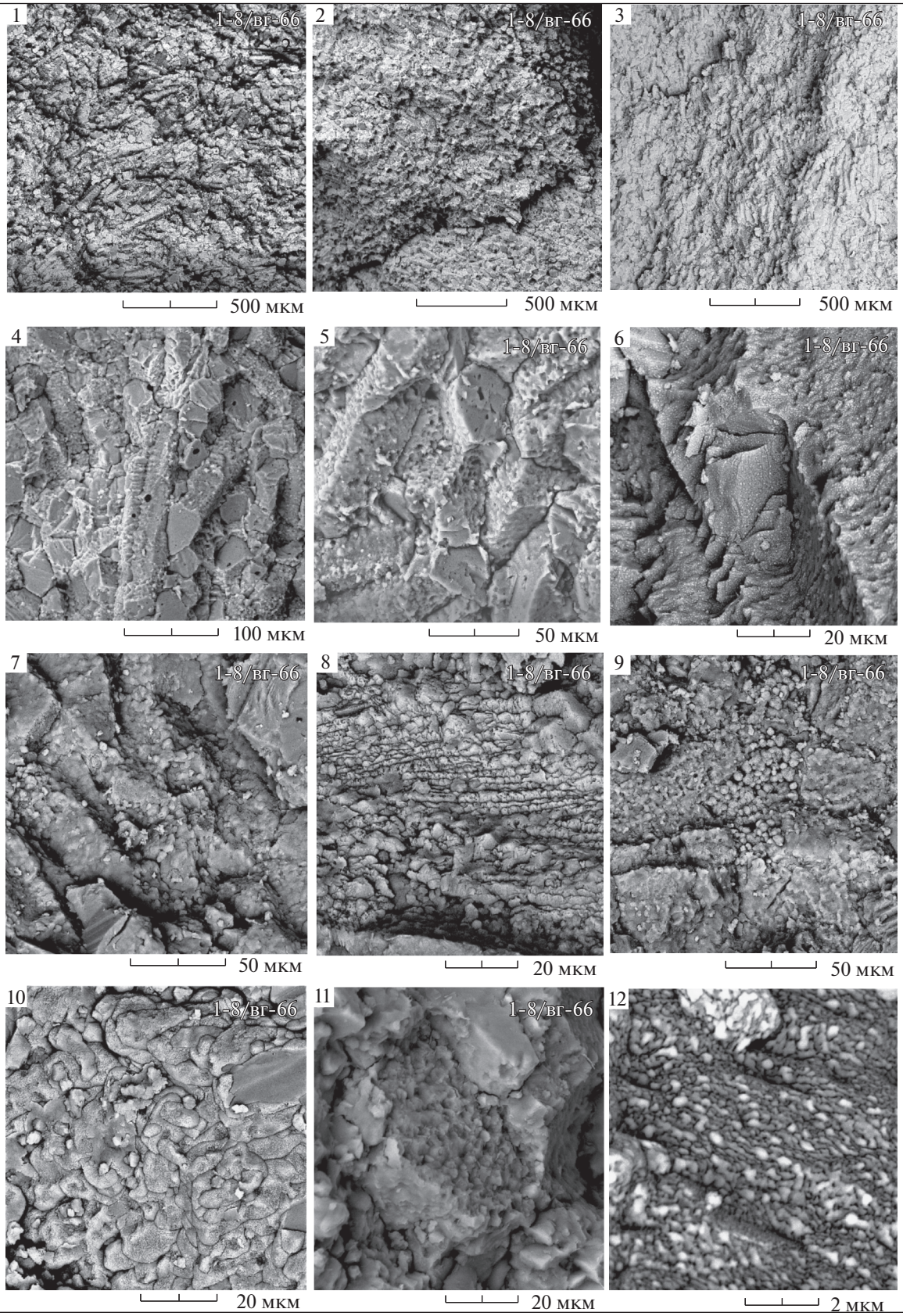
ного состава. Светлые разрушенные и измененные обломки вулканических пород, разбросанные в темном матриксе, придают породам рябой облик, что и послужило их именованию на полевом геологическом сленге “рябчиками” (рис. 17). Преобладающая фракция имеет размеры от 0.5 до 5 см, хотя нередки обломки до 20 см, реже до 60 см. В гижигинской свите Омолонского массива (руч. Водопадный) среди гижигинских диамиктитов известна двухметровая глыба гранитогнейсов. Содержание обломков чаще 5–10%, достигая местами 60–70%. Окатанность различная, часто хорошая, в то же время характерен оскольчатый характер мелких включений. Алевропелитовый матрикс пород не сортирован, имеет хлорито-кремнисто-глинистый состав и представляет собой, по-видимому, измененный пирокластический материал (Устрицкий, 1975; Кашик и др., 1990; Бяков и др., 2010). Отмечаются флюидальные текстуры, некоторые разновидности имеют фрактальную структуру. Характерны многочисленные оскольчатые обломки кварца. Причудливые очертания некоторых из обломков свидетельствуют о затвердевании в месте захоронения. Характерно чередование микститов с пачками чистых глинисто-алевритовых пород, местами с хорошо выраженной градационной слоистостью, иногда со следами течения нелитифицированного осадка. Тяжелая фракция, изученная в омолонских микститах, представлена тремя разнородными комплексами минералов, происходящими из 1) кислых–средних пород, 2) пород основного и ультраосновного состава и 3) метаморфогенных пород (Устрицкий и др., 1971).

Некоторая загадочность этих образований определяется наличием большого количества пирокластики при отсутствии в районе соответствующих излившихся аналогов. Это породило различные взгляды на происхождение пород. Первоначально они описывались как туфы. С конца 1950-х годов широко бытует мнение о ледово-морской природе этих образований, источником которых предполагается гипотетическая суша в Охотском море (Калугин, 1958; Андрианов,1966; Эпштейн, 1972). В.И. Устрицкий (1975) ледово-морской перенос вулканогенного материала увязал с синхронным вулканизмом в пределах выделенного им гипотетического Шелиховского вулканогенного пояса. Отвергнув идею ледового переноса, А.С. Бяков, вслед за Устрицким, объяснял происхождение этих пород синхронным вулканизмом за пределами территории, переименовав гипотетический Шелиховский пояс в столь же гипотетическую Охотско-Тайгоносскую вулканическую дугу (Бяков и др., 2010). Эти авторы справедливо указали на широкое присутствие материала грязекаменных потоков, с которыми они и связали перенос соответствующей пирокластики. В последнее время группа ростовских геологов высказала мнение о синхронном вулканизме in situ, предположив, что излившиеся образования частично скрыты под более молодыми отложениями, частично уничтожены эрозией (Хардиков и др., 2009).

Очевидно, проблема требует дальнейшего изучения. В этой связи можно высказать несколько дополнительных соображений. Обращает на себя внимание пространственная приуроченность пород к континентальной окраине – зоне повышенной проницаемости, для которой одним из существенных факторов седиментогенеза выступает мощная разгрузка глубинных флюидов. Это наводит на предположение о том, что, возможно, рассматриваемые породы принадлежат классу флюидно-эксплозивных систем, диагностике и изучению которых уделяется все большее внимание (Беленицкая, 1997, 2011а, 2011б; Летников, 2000; Маракушев, 2004; Юдович, 2009 и др.). “В последние годы выявляется все большая роль флюидных систем, как универсального механизма в образовании и преобразовании земной коры и локализации в ее пределах всей гаммы известных ныне полезных ископаемых... Флюид – существенно водная, водно-газовая, паровая или газовая среда, заключенная или переносимая в массе горных пород литосферы. Компоненты флюида соединяются с петрогенными, рудными и иными элементами” (Летников, 2000, с. 206). Флюидолиты представляют собой сложную и разнообразную ассоциацию пород от брекчиевидных и конгломератовидных до алевро-псаммитовых и карбонатных. Как указывают (Казак и др., 2008), нередки случаи, когда их ошибочно принимают за ледниковые образования. Формирование этих пород не связано с внедрением расплавов. Оно происходило за счет как резкого взрывного выброса, так и более или менее постепенного по-

Таблица V. Известняк омолонской свиты, обр. 1-8/вг-66 (СЭМ).
1–5 – скопление призматических колоний, снятое в разных плоскостях с разным увеличением; 6 – поверхность призм, по-видимому покрытых минерализованным гликокаликсом; 7 – ветвящиеся колонии с частично сформированной гликокаликсной оболочкой; 8 – агрегаты микроколоний, представленные пучками рядоположенных нитей, образованных делящимися клетками и покрытых утолщенным минерализованным гликокаликсом; 9 – продольный срез призмы с отчетливо наблюдаемыми коковидными бактериморфными образованиями, образец протравлен HCl; 10 – сложно переплетающиеся бактериальные нити, покрытые минерализованным гликокаликсом; 11 – поперечный срез призмы, в котором хорошо различимы ячеистая структура минерализованного гликокаликса и бактериморфные коковидные образования; 12 – скопление вытянутых бактериальных нитей; средняя пермь, омолонская серия, олыньский регионарус, зона 13 – Terrakea korkodonensis, Омолонский массив, басс. р. Гижига, р. Хивач, руч. Водопадный.

Таблица V


1
1-8/вг-66
500 мкм
2
1-8/вг-66
500 мкм
3
1-8/вг-66
500 мкм
4
100 мкм
5
1-8/вг-66
50 мкм
6
1-8/вг-66
20 мкм
7
1-8/вг-66
50 мкм
8
1-8/вг-66
20 мкм
9
1-8/вг-66
50 мкм
10
1-8/вг-66
20 мкм
11
1-8/вг-66
20 мкм
12
2 мкм

ступления газово-водных растворов. Последние, отделившись от материнской, предельно газонасыщенной магмы, переносили разнообломочную пирокластику, от пепловой до псефитовой. Развитие флюидных систем сопровождается широкой гаммой динамических эффектов, в числе которых и активизация сейсмических процессов и грязевого вулканизма. В пользу флюидно-эксплозивно-грязевого происхождения рассматриваемых пород свидетельствует структурное положение этих образований; общий региональный черносланцевый фон литогенеза; отсутствие реального (не гипотетического) поверхностного источника сноса; резкое их латеральное выклинивание, что можно связать с принадлежностью к пространственно разобщенным локальным ареалам, имеющим различные центры извержений; некоторые черты морфологии пород, в частности наличие флюидальных текстур. Чередование пачек диамиктитов с горизонтами чистых алевроглинистых пород можно полагать-свидетельствует о чередовании разных стадий: эксплозивной (кратковременные выбросы газов, твердых обломков и грязи) и грифонной (более длительное и спокойное внедрение жидкой грязи).

Разгрузка холодных углеводородных, сульфидсодержащих флюидов, сопровождаемая активным грязевым вулканизмом, широко проявлена в современных бассейнах. В последние годы эти процессы изучены в Черном, Охотском, Балтийском, Норвежском морях, в Восточной Атлантике – в заливе Кадис, в Западной Атлантике – в Мексиканском заливе и других бассейнах (Леин, 2004; Леин, Иванов, 2005; Mazzini et al., 2004; Reitner et al., 2005; Блинова, 2006; Беленицкая, 2011б и др.). В глубоководной части Черного моря, к примеру, известно свыше трех десятков грязевых вулканов, при этом диаметр их достигает порой 1.5–2 км (Холодов, 2002; Лимонов, 2004; Леин, 2018). Примерно такое же количество вулканов изучено в заливе Кадис (Блинова, 2006). Повсеместно грязевулканические продукты сопровождаются массовым распространением аутигенных бактериальных карбонатов, образующих коралловидные и столбообразные постройки, карбонатные корки, плиты, покрывающие значительные площади морского дна. В этом отношении поздненепалеозойские образования Северо-Востока Азии имеют много аналогов в современных бассейнах, хотя, возможно, схожи с последними не в полной мере.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ БИОГЕОЦЕНОЗЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И ЭКОСИСТЕМНЫЕ АНАЛОГИ ЗА ЕГО ПРЕДЕЛАМИ

Черносланцевая “аномальность” позднепалеозойского седиментогенеза Северо-Востока Азии вполне корреспондируется со своеобразием его бентосной биоты. Последняя, как известно, резко обеднена таксономически и весьма эндемична. Приуроченность наибольшего сгущения и разнообразия бентоса к телам прокариотных карбонатолитов, охарактеризованных выше, дает основание рассматривать соответствующие биотопы как центры расселения донных сообществ и связывать их своеобразие не с климатическими, а с трофическими факторами.

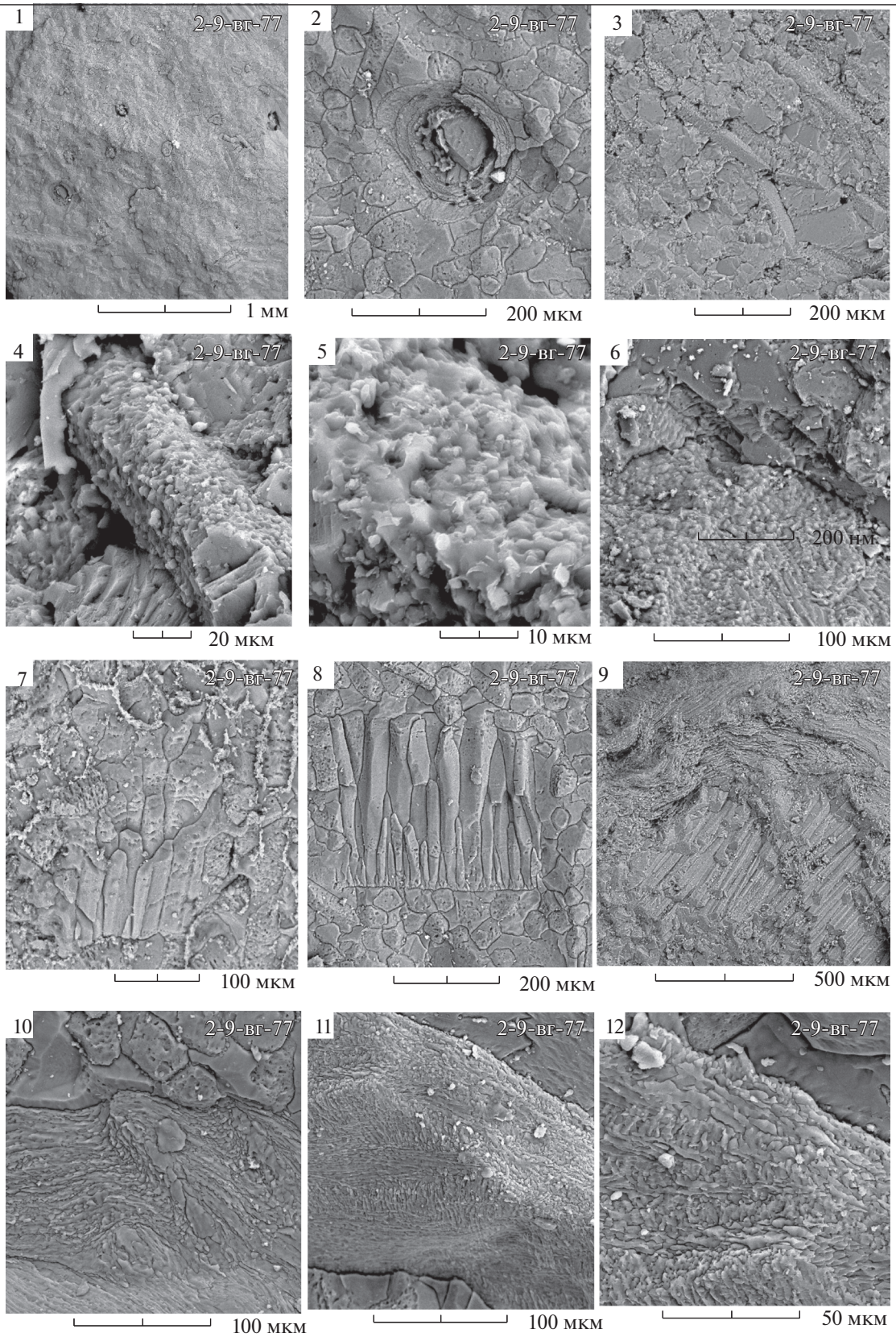
В эволюции этой литотрофной позднепалеозойской биоты Северо-Востока Азии хорошо различимы три крупных этапа, выраженных последовательной сменой трех бентосных формаций – верхоянской, печоро-колымской, колымо-омолонской (Ganelin, 2010). Верхоянский тип бентосных ассоциаций (фауна Verkhojania–Jakutoproductus) был распространен от конца башкирского века до середины артинского. Таксономически он наиболее беден и резко эндемичен, приурочен, как правило, к маломощным известняковым телам (биогермы, биостромы), углерод которых аномально легок. До раннеартинского времени ареалы его распространения были крайне редки и пространственно ограничены.

Середина артинского времени повсеместно знаменует собой крупную биотическую перестройку, связанную с начавшейся трансгрессией (Левен и др., 1996). Монотипные биоценозы сообществ верхоянского типа сменялись позднеартинско-кунгурскими политипными биоценозами печоро-колымского типа. Происходила смена доминантов сообществ. В их составе весьма ощутимо присутствие уральских и особенно печорских элементов, обусловленное расширением палеогеографических связей.

Колымо-омолонский тип ассоциаций, просуществовавший до конца перми, сменил предшествующий ему печоро-колымский на фоне рас-

Таблица VI. Известняк омолонской свиты, обр. 2-9/вг-77 (СЭМ).
1, 3 – общий вид образца с разными увеличениями, 1 – поперечные срезы трубчатых ископаемых; 2 – увеличенный поперечный срез трубки с многослойной стенкой в окружении поперечных срезов призматических колоний; 4 – призматическая колония со снятой гликокаликсной оболочкой, усеяна многочисленными коккоидными формами; 5 – то же, увеличенный фрагмент; 6 – скопление бактериморфных образований; 7, 8 – увеличенные фрагменты образца; 7 – “букет” тесно сидящих призматических колоний; 8 – бактериальная минищётка на фоне срезов разноориентированных призм; 9 – бактериальный мат, перекрывающий бактериальную щётку призматического кальцита; 10 – структура бактериальной пленки; 11 – бактериальный мат; 12 – то же, увеличенный фрагмент; средняя пермь, омолонская серия, зона 12 – T. borealis, Омолонский массив, р. Русская-Омолонская.

Таблица VI


1
2-9-вг-77
1 мм
2
2-9-вг-77
200 мкм
3
2-9-вг-77
200 мкм
4
2-9-вг-77
20 мкм
5
2-9-вг-77
10 мкм
6
2-9-вг-77
200 нм
100 мкм
7
2-9-вг-77
100 мкм
8
2-9-вг-77
200 мкм
9
2-9-вг-77
500 мкм
10
2-9-вг-77
100 мкм
11
2-9-вг-77
100 мкм
12
2-9-вг-77
50 мкм

ширявшейся трансгрессии. По таксономическому составу он наиболее разнообразен, тесно связан с бактериальными карбонатами, образующими мощные тела сероводородистых известняков. Последние, появившись впервые на предыдущем этапе, наиболее широко распространились в среднепозднепермском интервале.

Рассмотренные особенности позднепалеозойского эко-седиментогенеза не ограничиваются Северо-Востоком Азии. Аналогичные экосистемы фрагментарно присутствуют в обширном Памиро-Гималайском поясе, Внутренней Монголии, Российском Приморье. Но наиболее яркие аналоги представлены в Южном полушарии, в позднепалеозойских отложениях Гондваны. В частности, почти идентичные с сообществами верхоянского типа ассоциации характеризуют среднекаменноугольные–раннепермские экосистемы группы Tepuel в Патагонии (Taboada, Pagani, 2010). Здесь описаны морфологические аналоги практически всех доминантов верхоянской бентосной формации. Среди них указываются Verkhojania, Jakutoproductus, Lanipustula, Levipustula, Costatumulus. Примечателен и черносланцевый алеврито-глинистый состав формаций группы Tepuel, содержащей несколько горизонтов диамиктитов, принимаемых за ледово-морские образования.

Еще более поразительные аналогии демонстрируют пермские разрезы Новой Зеландии. Карбонатная формация Wooded Peak на Южном острове сложена зловонными сероводородистыми бактериальными известняками, совершенно тождественными бактериальным карбонатам Северо-Востока Азии (Waterhouse, 1964a, 1964b). С этими образованиями автор имел возможность лично ознакомиться в поле. Здесь они также принимаются за органогенно-обломочные породы – продукт переработки раковин иноцерамоподобных двустворок – “атомодесмовые известняки” (рис. 18; табл. VII). На севере Южного острова, в восточной части района Нельсон, известняки представлены глубоководной фацией и контактируют с офиолитовыми комплексами горы Дан и о. Д’Урвилл (Waterhouse, 1964b). Х.К. Дженкинс (1990) описывает их как океанские фации бивальвиевых (атомодесмовых) известняков, подстилаемых толщей вулканогенно-осадочных брекчий, согласно залегающих на офиолитовом комплексе горы Дан.

В одновозрастных мелководных фациях на юге острова аналоги этих известняков содержат раковинный бентос, близкий колымо-омолонскому – тонкоструйчатые линопродуктиды, иноцерамоподобные моллюски и др. Близкие ассоциации брахиопод, двустворок, фораминифер свойственны и австралийским пермским отложениям, особенно восточноавстралийским – бассейнов Боуен, Сидней, Новой Англии (Briggs, 1998). В мощных терригенных комплексах, вполне сопоставимых с верхоянскими, здесь также выделяют несколько горизонтов микститов, трактуемых как продукт ледового разноса.

ПОЛОЖЕНИЕ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

Ю.А. Косыгиным с соавторами (Косыгин и др., 1964) было введено представление о единой позднепротерозойской структуре – Северо-Азиатском кратоне, отделившемся фрагменте Родинии. В объем позднепротерозойского Северо-Азиатского кратона авторы включали Сибирскую платформу и территорию современной Верхояно-Чукотской складчатой области. При этом отмечалось, что последняя представляет собой совокупность поднятий и прогибов субплатформенного или парагеосинклинального типа.

В более поздних работах территория Верхояно-Чукотских мезозоид рассматривалась как коллаж террейнов, отделившихся от Северо-Азиатского кратона в результате его переработки в позднем палеозое и причленившихся к Сибири лишь в результате позднемезозойской аккреции (Парфенов и др., 2003; Башарин и др., 2005; Соколов, 2010). Анализируя данные по Сибирской платформе и Верхояно-Колымской складчатой области в раннем–среднем палеозое, М.Д. Булгакова (1991, 1996) рассматривала Северо-Восток Азии как широкую сложно построенную переходную область от Сибирского континента к открытому океану, для которой характерны разнофациальные обстановки от преимущественно шельфовых карбонатных до рифтогенных внутриплитных. При этом у М.Д. Булгаковой не вызывала сомнений принадлежность этой области к приконтинентальной мегасистеме, с ведущей ролью приконтинентального седиментогенеза, при полном отсутствии признаков пелагического, собственно океанического седиментогенеза.

М.К. Данукалова (2016), изучавшая раннепалеозойские отложения Новосибирско-Чукотского региона, обосновала новыми материалами принадлежность региона Сибирскому палеоконтиненту. Несколько позже А.В. Каныгин с соавторами (Каныгин и др., 2020а, 2020б) показали, что позднепротерозойская Верхояно-Чукотская структура вместе с Сибирской платформой на протяжении всего раннего–среднего палеозоя сохраняла свою целостность в составе Северо-Азиатского континента, представляя собой территорию преимущественно мелководного карбонатного осадконакопления.

Таблица VII

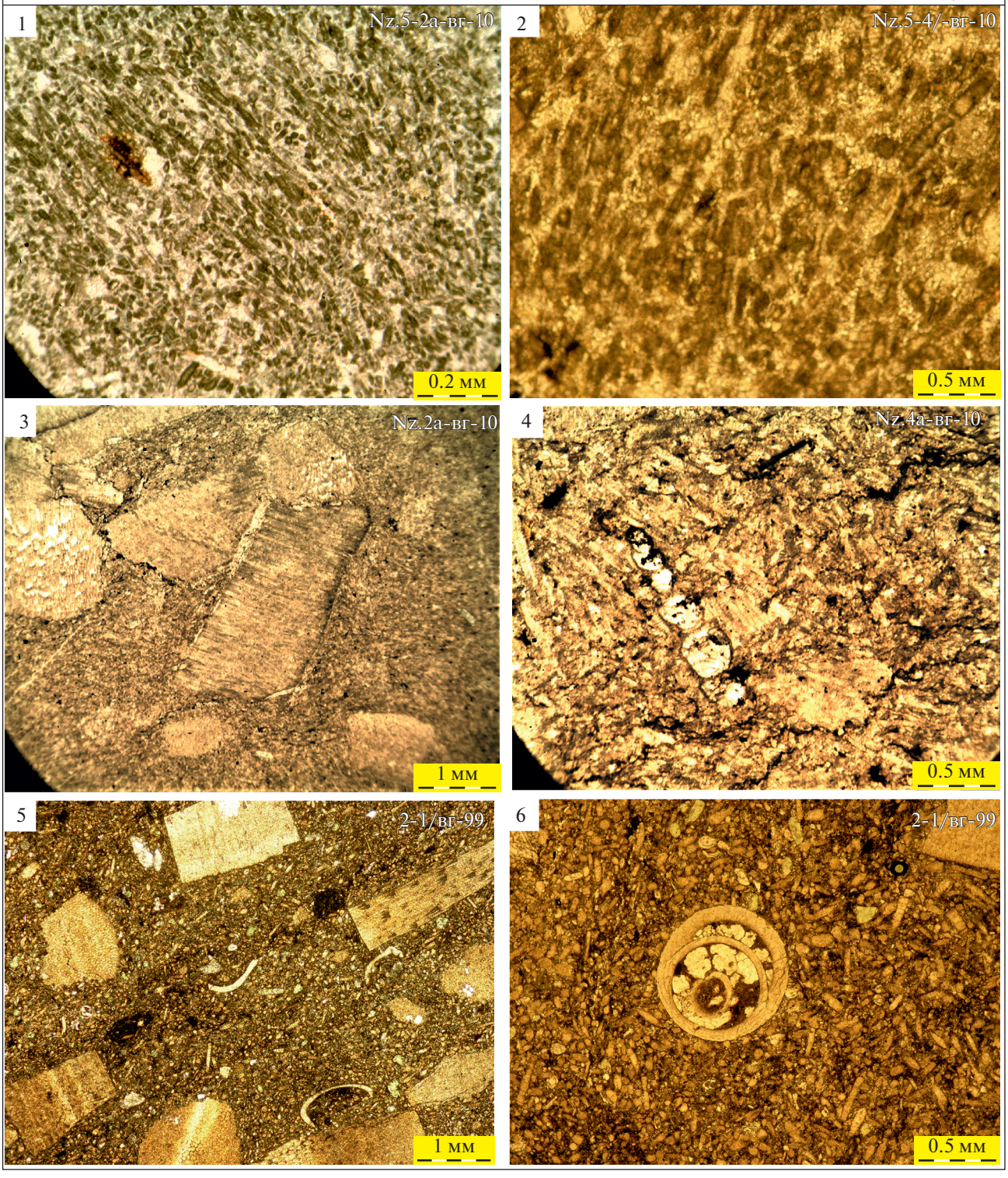


Таблица VII. Микроструктуры известняков пермских отложений Новой Зеландии и Северо-Востока Азии в проходящем свете (шлифы, николи параллельные).
1, 2, 4 – общий вид различных образцов из формации Wooded Peak с разными увеличениями, 4 – присутствует раковина фораминиферы Nodosaria sp.; верхняя пермь, Новая Зеландия, район Нельсон, о-в Д'Урвил, обр. NZ-5-2a.вг-10, NZ-5-4.вг-10; 3 – фрагменты бактериальных корок в известняках формации Wooded Peak, обр. NZ.2a/вг-10, то же местонахождение; 5, 6 – бактериальные известняки из хивачской свиты, 5 – фрагменты бактериальных корок, 6 – раковина фораминиферы Rectoglandulina sp.; верхняя пермь, колымская серия, зона 17 – Stepanoviella paracurvata, Омолонский массив, северное Приохотье, р. Хивач, руч. Водопадный, обр. № 2-1/вг-99.

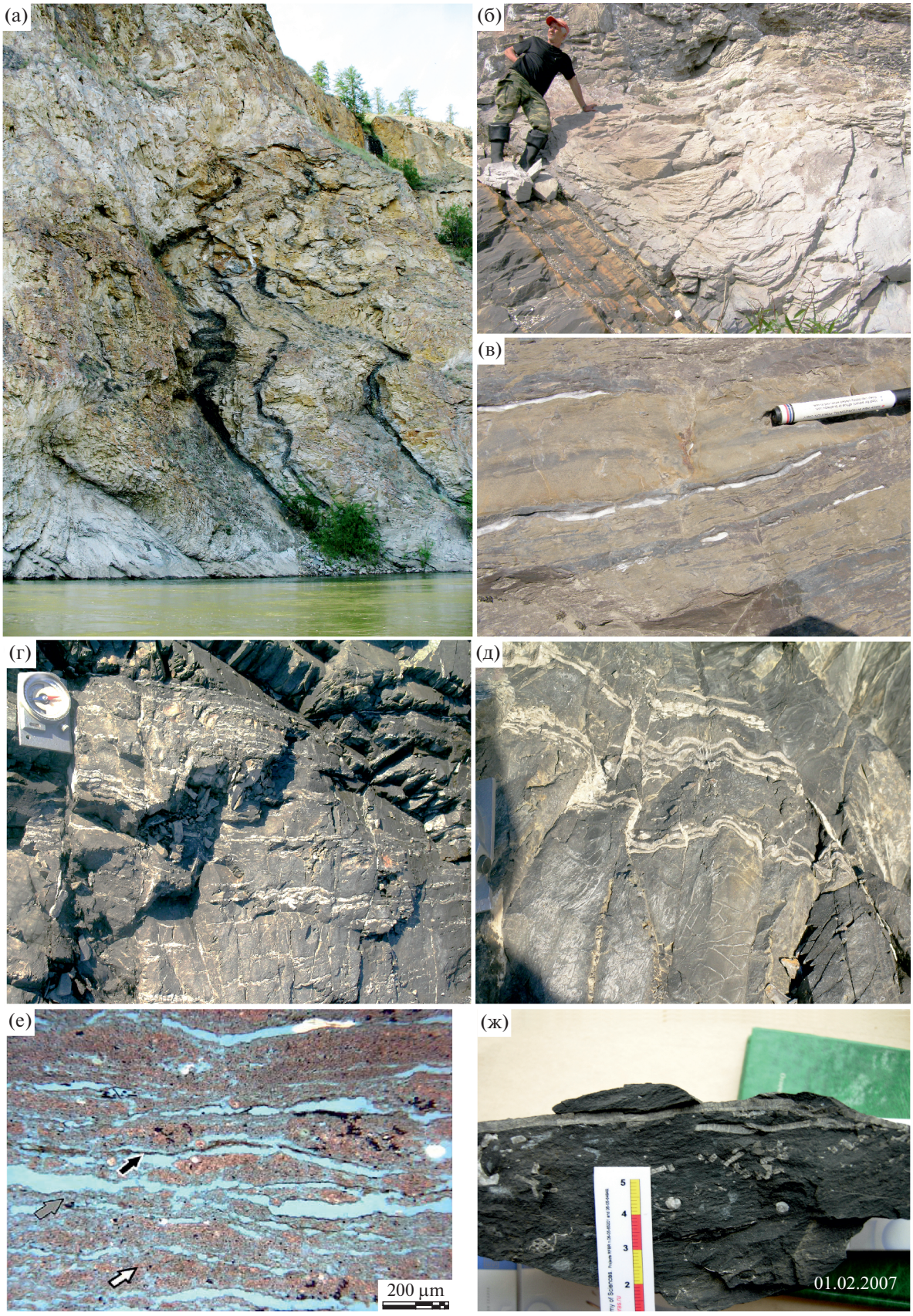
В работе, посвященной тектонической эволюции мезозоид Северо-Востока Азии, А.Д. Чехов (2000) обратил внимание на необходимость различать, наравне с континентальной и океанической корой, особый, переходный, тип коры, который он назвал окраинно-морским. Ранее аналогичный по смыслу термин, “окраинно-континентальная кора”, был употреблен И.Л. Жулановой (1990). С этим окраинно-морским типом коры А.Д. Чехов, как и М.Д. Булгакова (1996), связывал своеобразие тектоники региона. По непонятной причине эти авторы не упомянули высказанные ранее идеи и предложения Л.И. Красного (1977). Лев Исакович обратил внимание на то, что к нашим представлениям о глобальных структурах Земли – континентах и океанах – необходимо присоединить третий, равнозначный им тип глобальных структур – переходные зоны между ними. Для этих структур он предложил удачное название “транзиталь”. Л.И. Красный полагал, что в настоящее время “...особенно четко определилось деление Земли на континенты, океаны и переходные зоны между ними (транзитали)... Сейчас уже полностью отпали сомнения в том, что всем этим глобальным структурным подразделениям свойственны свои особенности земной коры и мантии” (Красный, 1977, с. 9). Можно полагать, что идеи Л.И. Красного о транзиталях, как самостоятельном целостном типе структур, могут иметь немаловажное прогностическое значение. Если XX век в геологии ознаменовался учением о геосинклиналях, то в XXI в. естественным продолжением этой концепции в новой глобальной тектонике могло бы явиться учение о транзиталях.

Транзиталь, как область перехода между океаном и континентом, может рассматриваться, по-видимому, как в пространственном, так и во временном аспекте. Это наиболее подвижная эволюционирующая структура, которая во времени может переходить как в складчатую систему, наращивая континент, так и в океаническую структуру, как океаническое плато. Среди транзиталей можно, по-видимому, различать периконтинентальные и периокеанические транзитали. Что касается ранне-среднепалеозойской транзитали Верхояно-Чукотской области, то ее периконтинентальная природа и принадлежность к Североазиатскому континенту очевидна, на что впервые указала М.Д. Булгакова (1991).

Позднепалеозойская история территории резко отличается от предшествующего этапа полной переработкой ее периконтинентального основания и разрушением Северо-Азиатского континента, который окончательно распадается на две самостоятельные структуры: Сибирскую платформу с континентальным осадконакоплением и обширную систему глубоководных черносланцевых морских бассейнов Верхояно-Чукотской области. Последние, по-видимому, могут быть отнесены к числу тафрогенных бассейнов, знаменующих по В.В. Белоусову начальную стадию разрушения континентальной коры.

Возможность рассматривать позднепалеозойскую транзиталь Северо-Востока Азии как периокеаническую тесно связана с нашими представлениями об истории и характере палеозойского Мирового океана. Известно, что ряд исследователей отрицает существование палеозойского океана и полагает позднее, мезозойское его появление (Белоусов, 1989; Васильев, 2009; Vasiliev et al., 2012; Орленок, 2010; Блюман, 2011 и др.). С.В. Руженцев (1984) обратил внимание на различие палеозойского–мезозойского и современного океанов. Он отметил, что сегодня, как и ранее, в некоторых работах продолжает употребляться термин “структура с корой океанического типа” в качестве синонима океана. Между тем автору неизвестно существование определения самого понятия “океан”, что и делает достаточным основание признавать практически любые структуры с корой океанического типа океанами. Молчаливо считается понятие “океан” самоочевидным, не требующим какого-либо определения, что, по-видимому, во многом мешает корректности наших представлений. Между тем Океан (имеется в виду современный Мировой океан) с геологических позиций может быть определен как глобальная (!), именно глобальная, система глубоких бассейнов с корой определенного типа. Одной из главных особенностей этой системы является наличие в ней глобальной термогалинной циркуляции. И.В. Хворова и С.В. Руженцев (1986) обратили внимание на то, что следствием этой циркуляции является создание окислительной среды в пелагиали современных океанов, обусловившей

Рис. 14. Карбонатолиты и карбонатные бактериальные корки перми.
(а, б) – биолиты тактай-юряхской свиты: (а) – хорошо проявленные, сильно расчлененные кровли залегающих друг на друге биостромов (залегание толщ опрокинутое); (б) – биогерм тактай-юряхской свиты, перекрываемый пачкой нормально пластующихся бактериальных известняков (залегание опрокинутое); (в) – межпластовые бактериальные корки в известняках тактай-юряхской свиты; средняя пермь, омолонская серия, левобережье р. Колыма в 12 км выше устья р. Мутная; (г, д) – ненарушенные протяженные бактериальные корки в черносланцевой толще кремнисто-аргиллитовых пород, верхняя пермь, колымская серия, рогачевская свита, Приколымье, Омулёвское поднятие, р. Таскан, фото И.Л. Ведерникова; (е) – бактериальные корки в современных осадках Черного моря (Mazzini et al., 2004); (ж) – бактериальные карбонатные корки в черносланцевых породах федоровской свиты, верхи нижней перми, дигдалинская серия, зона 7 – Megousia aagardi, Гижигинский прогиб, Северное Приохотье, верховья р. Парень.


(а)
(б)
(в)
(г)
(д)
(е)
200 μm
(ж)
01.02.2007

(а)
(б)
(в)
(г)
(д)

Рис. 15. Текстуры известняков омолонской и джигдалинской серий.
(а–в) – тонкая слоистость в породах омолонской серии, средняя пермь: (а) – верхняя подсвита омолонской свиты, зона 14 – Magadania bajkurica, Омолонский массив, р. Русская-Омолонская; (б) – средняя подсвита омолонской свиты, зона 12 – Terrakea korkodonensis, Омолонский массив, басс. р. Гижиги, р. Хивач, руч. Водопадный; (в) – туринская свита, Омулёвское поднятие, р. Таскан, фото И.Л. Ведерникова; (г, д) – трубки в породах фолькской свиты, джигдалинская серия, верхи нижней перми, зона 9 – Kolymaella–Bocharella, Омолонский массив, р. Мунугуджак, фото Т.В. Филимоновой.

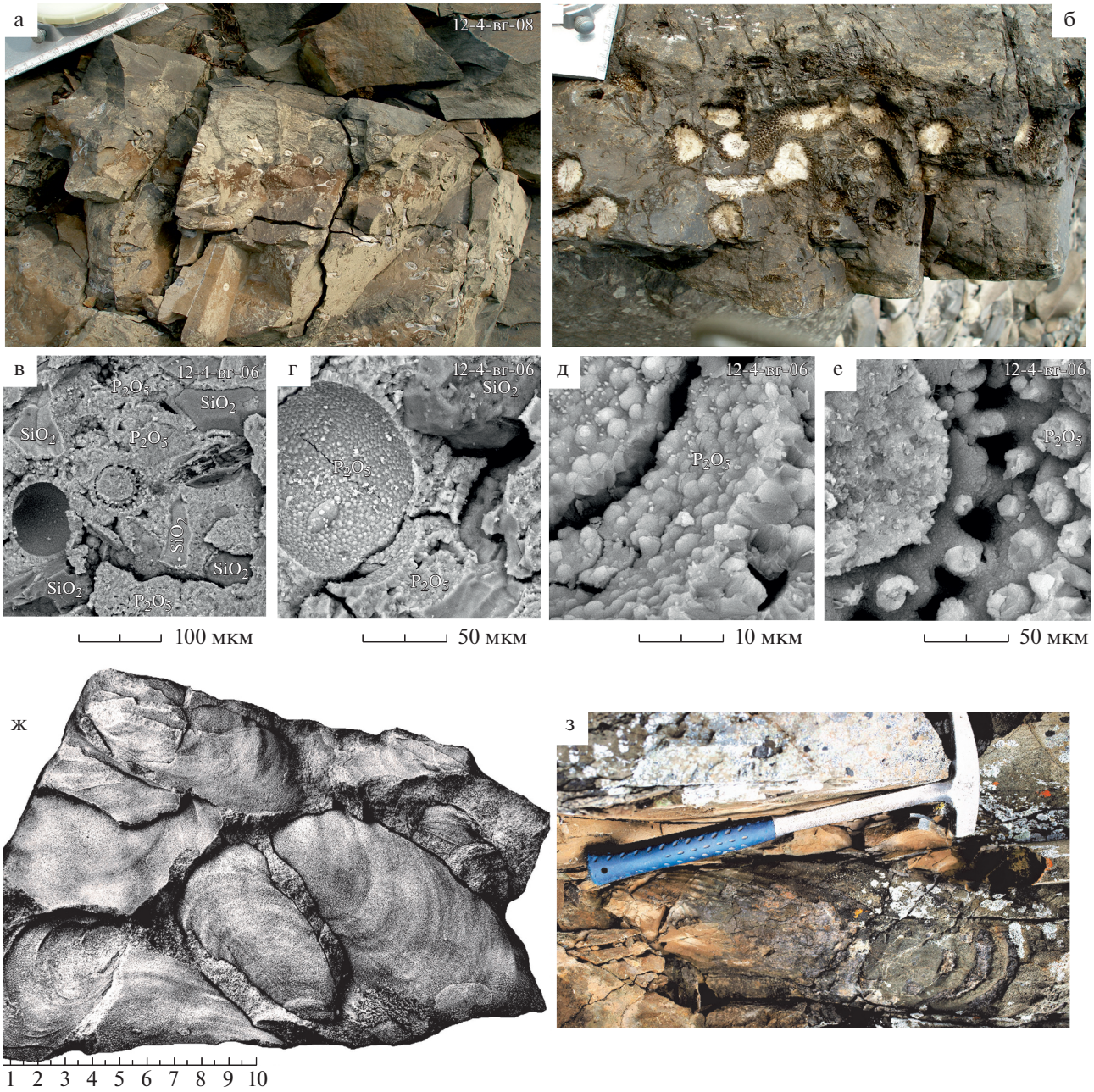


Рис. 16. Некоторые представители сообществ второй половины ранней перми–поздней перми.
(а–е) – колонии кораллов в черносланцевом фосфоритоносном пласте карбонатно-кремнистых пород: (а) – колонии Cladochonus sp., (б) – колония Acaciopora sp.; (в–е) – та же порода в сканирующем электронном микроскопе с разными увеличениями, верхи нижней перми, джигдалинская серия, Северное Приохотье, верховья р. Парень, обр. 12-4/вг-06; (ж) – скопление раковин иноцерамоподобных моллюсков Kolymia sp., средняя пермь, омолонская серия, Северное Верхоянье, р. Босхо-Юряге, обр. 1013-1, материалы М.В. Герцевой; (з) – ядро очень крупной (длина молотка 40 см) раковины колымиид Intomodesma sp. (?), верхняя пермь, колымская серия, лесновская свита, западный склон хр. Арга-Тасс, басс. р. Рассоха, материалы Р.В. Кутыгина.

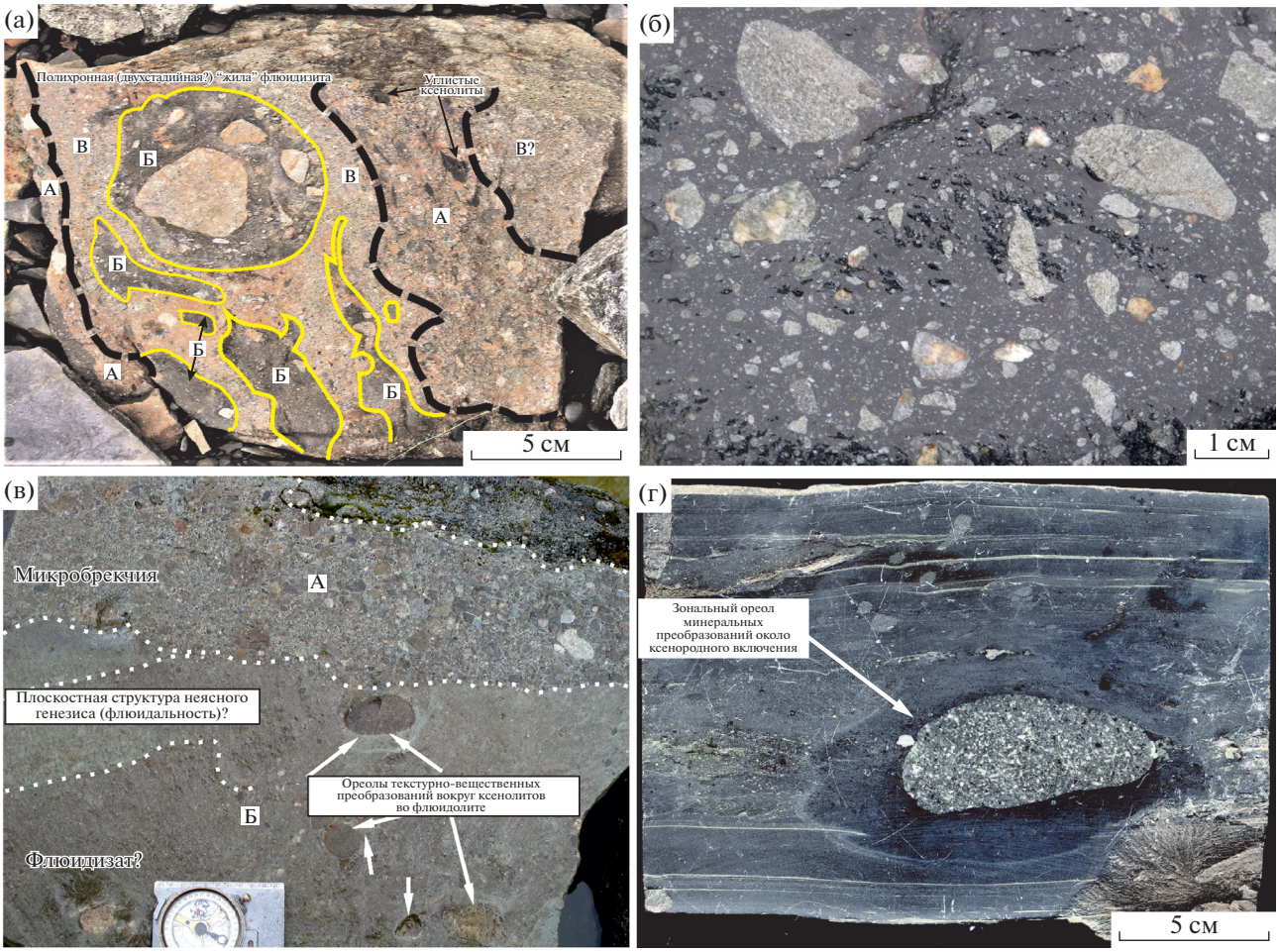


Рис. 17. Некоторые структуры диамиктитов атканской свиты. (а) – фрактальная структура микститов: А – матрица породы, состоящая из вулканомиктовой микробрекчии: мелкие обломки преимущественно слабо оглаженные, более крупные – остроугольные, уплощенные, среди них несколько углистых; Б, В – предположительно флюидизаты двух генераций: Б – флюидизат 1, неоднородный по содержанию обломков гравийной и валунной размерности в мелкозернистой основной массе, характерны массивная текстура, оглаженность обломков независимо от их размера, переработка (флюидная/гидротермальная) основной массы, не захватывающая породы включений; В – флюидизат 2, фактически слагает жилу в микробрекчии (А), включающую обломки, "ксенолиты" (округлой и неправильной формы) флюидизата 1 (Б), границы жилы показаны черным пунктиром; средняя–верхняя пермь, Северное Приохотье, верховья р. Нелькоба, бассейн р. Челомджи; (б) – характер рассеянного материала в диамиктите атканской свиты, примечательна остроугольная форма основной массы вкрапленников, частично оглажены более крупные из них; тот же возраст и местонахождение, материалы А.С. Бякова; (в, г) – полированные поверхности горной породы: (в): А – вулканомиктовая микробрекчия, основная масса ее обломков остроугольной формы, немногочисленные более крупные обломки несколько оглажены; Б – флюидизат (?) с ксенолитами, обрамленными реакционными каймами; средняя–верхняя пермь, Северное Приохотье, верховья р. Нявленга; (г) – оглаженный ксенолит альбитофира в обрамлении реакционной каймы (гало), средняя–верхняя пермь, Северное Приохотье, верховья р. Нелькоба, материалы И.Л. Ведерникова.

образование красноцветных окисленных осадков. Черносланцевые отложения глубоких бассейнов палеозоя, напротив, как считают эти авторы, практически повсеместно носят восстановленный характер, свидетельствующий о слабой вентилируемости этих бассейнов. Из этих особенностей можно с большой долей вероятности предположить, что Океан, понимаемый как глобальная система глубоких впадин, в палеозое еще отсутствовал. Палеозойские глубокие бассейны, вероятно, представляли собой более и менее обширные структуры – глубокие моря, достаточно изолированные между собой, разделенные континентами и их более или менее обширными шельфовыми зонами.

Обращает на себя внимание, что с ранне-среднепалеозойскими черносланцевыми бассейнами, как правило, связано отсутствие сколько-нибудь значимых проявлений бентоса. Бентосные сообщества этого времени, исключительно фототрофные,

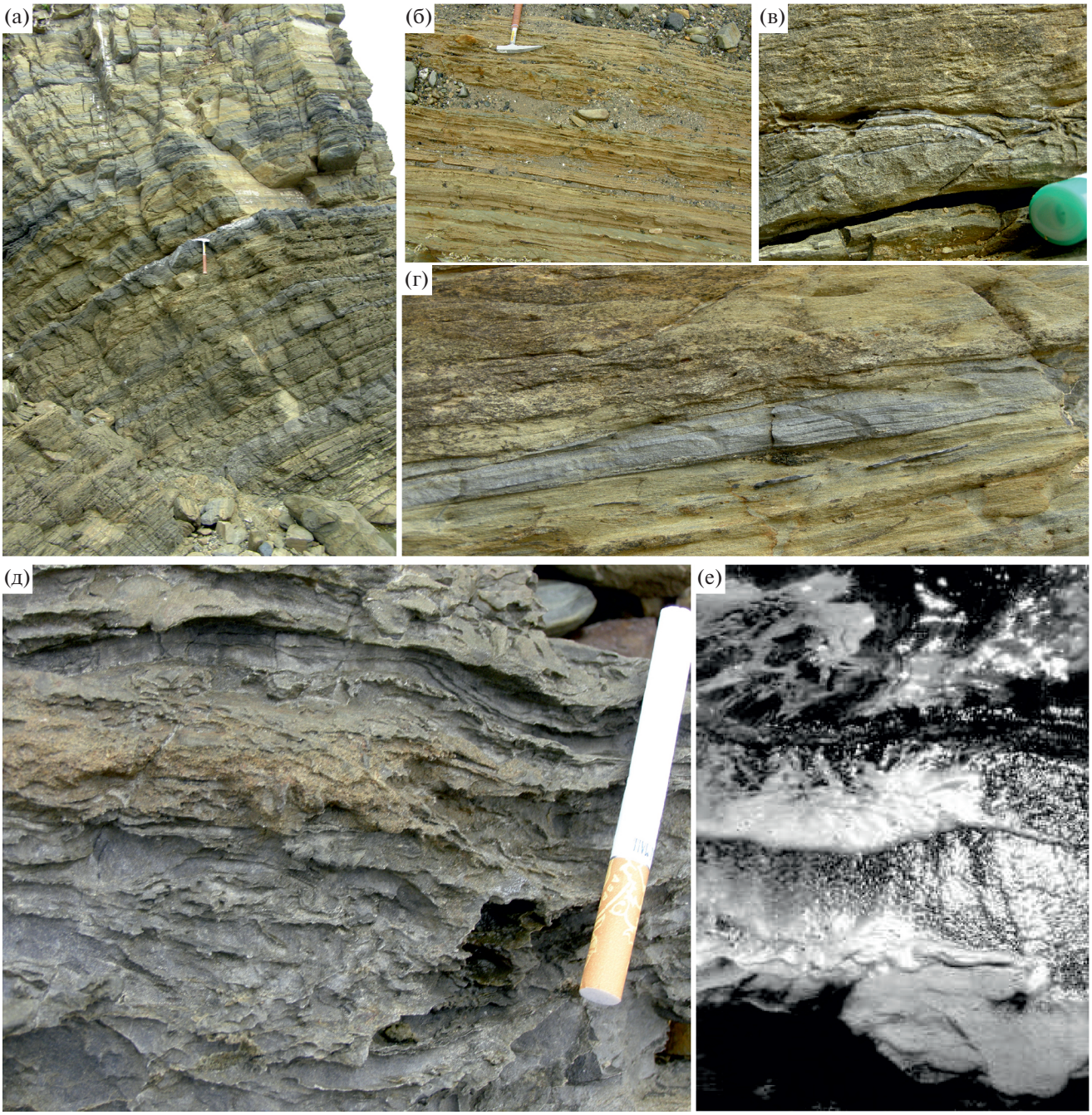


Рис. 18. Бактериальные известняки пермской формации Wooded Peak Новой Зеландии.
(а) – общий вид одного из фрагментов формации Wooded Peak; (б) – характер слоистости пород формации; (в, г) – бактериальные корки в бактериальных известняках; (д) – литифицированные бактериальные маты, отпрепарированные океанским прибоем; средняя–верхняя пермь, южный остров Новой Зеландии, район Нельсон, о. Д'Урвил; (е) – современные бактериальные маты на дне Черного моря (Иванов и др., 1998).

обитали лишь на шельфах эпикратонных бассейнов и их окраинах. Напротив, в позднепалеозойской биогеографии как Северного, так и Южного полушария, наряду с шельфовыми фототрофными сообществами, развивались достаточно представительные, эволюционирующие автолитотрофные экосистемы глубоких черносланцевых бассейнов, что и определило характерные черты позднепалеозойской биогеографии.

Можно полагать, что причины экосистемных различий черносланцевых бассейнов раннего и позднего палеозоя обусловлены активизацией позднепалеозойского глобального тектонического режима. С последним, по-видимому, связано зна-

чительное расширение площади глубоководных систем, сопровождаемое интенсивным выносом глубинного материала, в первую очередь метана и сероводорода, определивших энергетическую основу развивавшихся здесь экосистем.

Нетрудно видеть, что эволюция фанерозойских морских экосистем в целом тесно связана, в первую очередь, с тектоническим фактором, определявшим смену палеогеографических обстановок бассейнов их обитания. Эта история, по-видимому, распадается на три последовательных этапа. Ранне-среднепалеозойский этап, по-видимому, преимущественно шельфовых морей с резким подчинением площади узких глубоководных бассейнов, может быть назван эпикратонным. Позднепалеозойские "океаны" также все еще не были настоящими океанами, однако представляли собой уже обширные, но изолированные глубоководные структуры со свойственным им специфическим седиментогенезом и особым типом бентосных экосистем. Этот этап может быть назван протоокеанским. По-видимому, лишь мезокайнозойская эпоха развития этих бассейнов явилась собственно океанской.

Если эти заключения справедливы, то позднепалеозойская транзиталь Северо-Востока Азии, так же как и Гондваны, может быть причислена не к периокеанским, а к доокеанским транзиталям. Развитие первой из них завершилось образованием Верхояно-Чукотской складчатой области. Позднепалеозойская транзиталь Южного полушария, знаменующая, по-видимому, начало распада Гондваны, явилась и началом океанизации ее значительной площади.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный краткий обзор позволяет сделать несколько предварительных выводов. Позднепалеозойский этап развития Северо-Востока Азии тесно связан с процессами рифтогенеза, заложившего здесь долгоживущую систему аноксидных черносланцевых бассейнов. Вещественный состав позднепалеозойских осадочных комплексов, так же как и характер позднепалеозойских экосистем, позволяет предположить, что определяющую роль в формировании осадков и населения этих бассейнов играли процессы, связанные с глубинной дегазацией недр. Последняя проявилась, по-видимому, как в виде высачиваний холодных флюидов (сипов), приуроченных к региональной системе разломов (трещин), так и в эксплозивно-грязевой форме, связанной с коровыми градиентами. Результатом явился интенсивный вынос восстановленных соединений, в первую очередь метана и сероводорода, определивших экологию этих бассейнов и восстановленный характер соответствующих биотопов. Тесная связь представленных здесь ориктоценозов с телами бактериальных карбонатолитов дает веские основания полагать, что бентосные экосистемы морских бассейнов Северо-Востока Азии принадлежат к классу литотрофных экосистем[4], имеющих продуцентами автолитотрофные прокариотные сообщества. С большой долей вероятности можно заключить, что своеобразие бентосной биоты этих бассейнов имеет трофическую, а не широтную и климатическую природу, как это принято считать. Появление и эволюция этих экосистем тесно связана с геологическими явлениями, в первую очередь с процессами рифтогенеза и последующими тектоническими событиями в развитии этих бассейнов.

При сравнении с другими эпохами палеозоя, так же как и с современной географией, обращают на себя внимание размеры этой системы черносланцевых бассейнов Северо-Востока Азии (свыше 2.5 млн кв. км в современном срезе), а также продолжительность ее существования – большая часть каменноугольного и весь пермский периоды (свыше 70 млн лет). Еще более поразительно то, что распространение аналогичных систем не ограничено территорией Северо-Востока Азии. Подобные бассейны существовали и за его пределами. Особенно широко, по-видимому, они были представлены в Гондване. Здесь их реликты можно найти в разрезах Патагонии, Новой Зеландии, Австралии. В этих регионах присутствуют и мощные терригенные комплексы пассивной окраины, которые можно сравнить с верхоянским комплексом, и черносланцевые комплексы с микститами, и толщи прокариотных сероводородистых известняков, тождественных колымо-омолонским. Наконец, что более всего подтверждает справедливость этих сравнений, наблюдается поразительное сходство одновозрастных экосистем, среди которых отчетливо проявлены аналоги верхоянского и колымо-омолонского типов сообществ. Они имеют сходную структуру и представлены морфологически близкими, вплоть до тождественных, но, по-видимому, не родственными, а параллельно развивавшимися таксонами. Можно полагать, что позднепалеозойские процессы, хорошо представленные в пределах Северо-Востока Азии, не были ограничены этой территорией, но имели субглобльное распространение.

Таким образом, биогеография морского бентоса позднепалеозойской биосферы контролировалась, в первую очередь, структурным положением бассейнов обитания соответствующих сообществ. В пределах эпиконтинентальных шельфовых морей существовали фототрофные экосистемы, в биото-

[4] Литотрофные экосистемы – сообщество литотрофов, организмов с литотрофным питанием. Литотрофы (от греч. "камень" и "пища") – организмы, для которых донорами электронов, необходимых для процессов биосинтеза (в том числе фиксации углерода) или запасания энергии (например, синтеза АТФ), через аэробное или анаэробное дыхание, являются неорганические вещества (Википедия).

пах, приуроченных к глубоководным черносланцевым бассейнам, – литотрофные экосистемы.

Позднепалеозойская эпоха известна как время широко проявленного герцинского орогенеза, определившего, как принято считать, существенную дифференциацию позднепалеозойской географии. По-видимому, не менее значимая роль в этом сценарии принадлежит и процессам растяжения, с которыми связано образование обширных систем глубоководных бассейнов и свойственных им специфических экосистем. На Северо-Востоке Азии, где соответствующие свидетельства сохранились наиболее полно, эти процессы обусловили деструкцию эпиплатформенных среднепалеозойских бассейнов Северо-Азиатского континента (Ангариды). В Южном полушарии с аналогичными событиями, по-видимому, можно связывать начало распада Гондваны, т.е. значительно ранее, чем это принято считать.

Благодарности. Прежде всего, хочется высказать слова благодарности уже ушедшим из жизни коллегам М.Л. Гельману (СВКНИИ, Магадан) и М.К. Косько (Севморгео, С.-Петербург), принимавшим заинтересованное участие в обсуждении проблем, поднятых в статье. Глубокую признательнось автор выражает своим товарищам и соратникам в полевых исследованиях – А.С. Бякову, И.Л. Ведерникову, Ю.И. Иванову, Н.И. Караваевой, Е.В. Колесову, Т.В. Филимоновой, во многом способствовавшим успехам совместных экспедиций. Следует высказать громадную благодарность Н.В. Горьковой за объемную, кропотливую помощь в работе с электронным микроскопом. Необходимо отметить важный вклад зарубежных коллег Брюса Вотерхауза (Новая Зеландия) и Артуро Табоадо (Аргентина), познакомивших автора с некоторыми разрезами верхнепалеозойских отложений Гондваны. Наконец, автор блгодарит своих рецензентов Г.А. Беленицкую и Р.В. Кутугина за внимательное прочтение рукописи и внесенные коррективы. Автор благодарен членам редколлегии журнала, в первую очередь Н.В. Сенникову, за предложенные поправки к работе, оказавшиеся весьма полезными.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме государственного задания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов Б.С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. М.: Наука, 1970.

Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы нижнего карбона Верхоянья. М.: Наука, 1986.

Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966.

Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В. Северо-Азиатский кратон и Сибирская платформа. Современная структура // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 6. С. 3–15.

Беленицкая Г.А. Роль глубинных флюидов в осадочном породо- и рудообразовании // Вулканогенно-осадочное рудообразование. СПб.: ВСЕГЕИ, 1997. С. 155–159.

Беленицкая Г.А. “Флюидное” направление литологии: состояние, объекты, задачи // Уч. зап. Казанского ун-та. 2011а. Т. 453. Кн. 4. С. 98–113.

Беленицкая Г.А. Мексиканский залив – центр природных и техногенных нефтяных катастроф // Региональная геология и металлогения. 2011б. № 45. С. 51–68.

Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989.

Блинова В.Н. Состав и происхождение углеводородных флюидов в грязевых вулканах залива Кадис. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006.

Блюман Б.А. Земная кора океанов. С.-П. ”ВСЕГЕИ”. 2011

Богословская М.Ф. Среднекаменноугольные аммоноидеи острова Врангеля // Палеонтол. журн. 1995. № 1. С. 37–48.

Булгакова М.Д. Крестяхские конгломераты устья р. Лены и условия их образования // Литология и полезн. ископаемые. 1967. № 3. С. 127–134.

Булгакова М.Д. Ранний-средний палеозой на Северо-Востоке СССР (седиментологический анализ). Якутск: Якутский научн. центр, 1991.

Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем–среднем палеозое. Якутск: Якутский научн. центр, 1996.

Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР: осадконакопление и вулканизм. М.: Наука, 1990.

Бяков А.С. Зональная стратиграфия, событийная корреляция, палеобиогеография перми Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ РАН, 2010.

Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В. Пермские диамиктиты северо-востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14–24.

Васильев Б.И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009.

Вольнов Д.А. История геологического развития Новосибирских островов // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975. С. 61–71.

Вольнов Д.А., Преображенская Э.Н., Арсеньева Г.П. Верхний палеозой острова Котельного // Тезисы докл. Межвед. стратигр. совещания “Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР”. Магадан: СВКНИИ, 1974. С. 119–121.

Галкин С.В. Гидротермальные сообщества Мирового океана: структура, типология, география. М.: ГЕОС, 2002.

Галъченко В.Ф., Галкин С.В., Леин А.Ю., Москалев Л.И., Иванов М.В. Роль бактерий-симбионтов в питании беспозвоночных из районов активных подводных гидротерм // Океанология. 1988. Т. 28. С. 1020–1031.

Ганелин А.В. Офиолитовые комплексы Западной Чукотки. М.: ГЕОС, 2017 (Труды ГИН РАН. Вып. 613).

Ганелин В.Г. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Колымо-Омолонского массива. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1973.

Ганелин В.Г. Бореальная бентосная биота в структуре позднепалеозойского мирового океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 29–42.

Ганелин В.Г., Дуранте М.В. Биостратиграфия карбона Ангариды // Эволюция флор в палеозое. Сборник научных трудов. М.: ГЕОС, 2003. С. 93–96.

Ганелин В.Г., Караваева Н.И. Разработка детальной стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Омулевского поднятия. Отчет по теме № 897. Магадан: Росгеолфонд № 338095, 1974.

Ганелин В.Г., Котляр Г.В. Районирование и общая характеристика пермской системы на территории СССР // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Ред. Котляр Г.В., Степанова Д.Л. Л.: Недра, 1984. С. 15–21.

Ганелин В.Г., Матвеев А.В., Кропачева Г.С. Верхний палеозой острова Врангеля. Отчет по заказ-наряду 142342А за 1986–1989 гг., книга II. № Гос. регистрации ВНТИ Центра 01.86.0028003. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1989.

Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваева Н.И. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 194–209.

Ганелин В.Г., Бяков А.С., Ведерников И.Л., Покровский Б.Г., Соловьёва Н.А. Аутигенные карбонаты позднепалеозойских бассейнов Северо-Востока Азии // Рифы и карбонатные псефитолиты. Материалы Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: Коми научный центр, 2010. С. 47–49.

Гурьев Г.А., Ганелин В.Г. Южное Верхоянье // Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 82–94.

Данукалова М.К. Геологическая история территории островов Беннета и Котельный в раннем палеозое. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2016.

Дженкинс Х.К. Пелагические фациальные обстановки // Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. Ред. Ридинг Х.Г. М.: Мир, 1990. С. 74–140.

Жуланова И.Л. Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР в свете современных тектонических концепций // Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР. Тез. докл. на XIII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН СССР, 1990. С. 68–71.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990.

Иванов М.В., Пименов Н.В., Русанов И.К., Саввичев А.С., Леин А.Ю. Роль анаэробных бактерий в экосистемах Черного моря // Природа. 1998. № 6. С. 97–103.

Иванов О.Н. Стратиграфия острова Врангеля // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 104–115.

Иванов О.Н., Бялобжесский С.Г. Надвиговые структуры острова Врангеля // Мезозойский тектоногенез. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1974. С. 73–80.

Исаева Е.П., Звизда Т.В., Лазарева Е.И., Мазуркевич К.Н., Падерин Г.П. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1 : 1000000, лист Q-58. Объяснительная записка. Ред. Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017.

Казак А.П., Копылова Н.Н., Толмачева Е.В., Якобсон К.Э. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.

Калугин Х.И. Стратиграфия пермских отложений западной части Охотско-Колымского водораздела // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВТГУ, 1958. Вып. 13. С. 35–48.

Каныгин А.В., Гонта Т.В., Тимохин А.В. Пространственное положение Сибирской платформы и перикратонных террейнов ее складчатого обрамления в палеозое по палеонтологическим данным // Геология и геофизика. 2020а. Т. 61(4). С. 447–467.

Каныгин А.В., Гонта Т.В., Тимохин А.В. Происхождение палеозойских террейнов северо-восточной Азии: геологические доказательства раскола перикратонной окраины Сибирского палеоконтинента и миграции ее фрагментов // Геология и геофизика. 2020б. Т. 61(11). С. 1459–1475.

Караваева Н.И. К стратиграфии карбона и перми юго-западной окраины Омулевского поднятия // Тезисы докл. Межвед. стратигр. совещания “Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР”. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1974. С. 131–133.

Карасик А.М., Устрицкий В.И., Храмов А.Н. История формирования Северного Ледовитого океана // 27-й Международный геол. конгресс. Доклады. Т. 4. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 151–159.

Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Караваева Н.И. и др. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: ВСЕГЕИ, 1990.

Колокольцев В.Г. Текстурные индикаторы глубинных флюидов в осадочных толщах // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Материалы Междунар. конф. памяти акад. П.Н. Кропоткина (Москва, 20–24 мая 2002 г.). М.: ГЕОС, 2002. С. 356–358.

Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Волонтэй Г.М., Вотах О.А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964.

Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Листы T-54-XXXI, XXXXII, XXXXIII; S-53-IV, V, VI, XI, XII; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. М.: Мингео СССР, 1985.

Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сессил М.П., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д. Остров Врангеля. Геологическое строение, минерагения, геоэкология // Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология. 2003. Т. 200.

Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1977.

Кузнецов В.М. Обстановки позднепалеозойского и мезозойского осадконакопления в юго-восточной части Яно-Колымской системы // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 28–38.

Левен Э.Я., Богословская М.Ф., Ганелин В.Г., Грунт Т.А., Леонова Т.Б., Реймерс А.Н. Перестройка морской биоты в середине раннепермской эпохи // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 61–70.

Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.

Леин А.Ю. Метан сипов, грязевых вулканов и газогидратов в Черном море // Система Черного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 671–676.

Леин А.Ю., Иванов М.В. Крупнейший на Земле метановый водоем // Природа. 2005. № 2. С. 19–25.

Леин А.Ю., Москалев Л.И., Богданов Ю.А., Сагалевич А.М. Гидротермальные системы океана и жизнь // Природа. 2000. № 5. С. 47–55.

Леин А.Ю., Богданова О.Ю., Богданов Ю.А., Магазина Л.О. Минералого-геохимические особенности аутигенных карбонатов на сиповых и гидротермальных полях (на примере Черноморских рифов и построек поля Лост Сити) // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 577–593.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–224.

Лимонов А.Ф. Грязевые вулканы // Соросовский образовательный журнал. 2004. Т. 8. № 1. С. 63–69.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация, изменение уровня океана, перерыв и пелагическое осадконакопление – глобальные закономерности // 27-й Международный геол. конгресс. Доклады. Т. 3. Палеоокеанология. М.: Наука, 1984. С. 3–21.

Лихарев Б.К. Фауна пермских отложений Колымского края. Л.: Изд-во АН СССР, 1934.

Лычагин П.П., Ликман В.Б. Позднепалеозойский пояс базитового магматизма на Северо-Востоке СССР // Изверженные горные породы и вопросы их геологического картирования на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 132–145.

Макеев В.М., Давыдов В.И., Устрицкий В.И. Открытие среднекаменноугольных отложений с тропической фауной на островах де Лонга // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Арктики. Ленинград: Севморгео, 1991. С. 167–170.

Малышева Г.М., Исаева Е.П., Тихомиров Ю.Б., Вяткина Б.В. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1 : 1 000 000, лист Q-59. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

Маракушев А.А. Новая модель формирования платформенных депрессий и подчиненных им стратиформных рудных месторождений // Проблемы рудной геологии. М.: Наука, 2004. С. 11–25.

Межвилк А.А. Стратиграфия Северного Хараулаха // Сов. геол. 1956. № 7. С. 43–61.

Наливкин В.Д., Познер В.М., Форш Н.Н. Палеогеографическое районирование территории СССР в позднем палеозое и вопросы дрейфа континентов // Палеонтология. М.: Наука, 1972. С. 95–110.

Нестеров А.И., Иванов М.В. Экология метанотрофных бактерий // Успехи микробиологии. 1983. Т. 18. С. 3–18.

Орлёнок В.В. Глобальный вулканизм и океанизация Земли и планет. Калининград: Изд-во РГУ им. Канта, 2010.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г.З., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 23. № 6. С. 7–41.

Петров Ю.Н., Шульгина В.С., Симонова Л.С., Иваненко Г.В., Афанасьева Е.В., Камалетдинов В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Серия Яно-Индигирская. Листы R-54-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. М.: Мингео СССР, 2013.

Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1978.

Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). Ред. Корень Т.Н., Котляр Г.В. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.

Рогозов Ю.Г., Васильева Н.М., Соловьева М.Ф. Каменноугольные отложения севера центральной Чукотки // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1970. Вып. 30. С. 26–33.

Руженцев С.В. Океаны и палеоокеаны // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. С. 13–27 (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 388).

Руженцев В.Е., Ганелин В.Г. Руководящие среднекаменноугольные аммоноидеи на Омолонском массиве // Палеонтол. журн. 1971. № 1. С. 49–61.

Сенников Н.В., Хабибулина Р.А., Гонта Т.В., Обут О.Т. Лито-, биостратиграфия и условия образования базального горизонта Верхоянского терригенного комплекса в Северном Хараулахе // Геология и геофизика. 2020. Т. 28. № 12. С. 1692–1715.

Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

Соловьева М.Ф. Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам нижне- и среднекаменноугольных отложений острова Котельного, острова Врангеля и Чукотки // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1975. С. 42–54.

Стратиграфия каменнноугольных и пермских оттложений Северного Верхоянья // Тр. НИИГА. 1970. Т. 54.

Сурмилова Е.П., Гедько М.И., Аулов Б.Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Приколымская. Лист Q-55-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. М.: Мингео СССР, 1981.

Терехов М.И., Дылевский Е.Ф. Геология хребта Арга-Тасс. Магадан: СВКНИ ДВО АН СССР, 1987.

Устрицкий В.И. О положении Северного полюса в позднем палеозое на основании палеонтологических данных // Геология и геофизика. 1967. № 1. С. 25–33.

Устрицкий В.И. Климат перми // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 4. С. 3–12.

Устрицкий В.И. О биополярности фаун позднего палеозоя // Палеонтол. журн. 1974. № 2. С. 33–37.

Устрицкий В.И. История развития Северо-Востока СССР в позднем палеозое // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1975. С. 54–75.

Устрицкий В.И., Степанов Д.Л. Палеобиогеография и климат Евразии в перми // Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976. С. 103–108.

Устрицкий В.И., Явшиц Г.П. Среднекаменноугольные ледово-морские осадки Северо-Востока СССР // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Ленинград: НИИГА, 1975. С. 437–440.

Устрицкий В.И., Черняк Г.Е., Михайлов Ю.А. и др. Пермские отложения Омолонского и Колымского массивов. Геологический отчет. Росгеолфонд, 1971. Инв. № 313289.

Хардиков А.Э., Парада С.Г., Холодная И.А. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Руды и металлы. 2009. № 2. С. 22–28.

Хворова И.В., Руженцев С.В. Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 2. Отложения палеозойских геосинклиналей // Литология и полезн. ископаемые. 1986. № 2. С. 25–36.

Херасков Н.П., Колосов Д.М. Геология и геоморфология Западного Верхоянья // Тр. Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья. Материалы Якутской экспедиции ИМС. 1938. Вып. 116.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности распространения и генезис // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 4. С. 339–358.

Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель). М.: Научный мир, 2000.

Чумаков Н.М. Следы позднепермского оледенения на р. Колыме. Отзвук гондванских оледенений на Северо-Востоке Азии? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 130–150.

Шапиро М.Н., Ганелин В.Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозоидах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. № 5. С. 94–104.

Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.

Эпштейн О.Г. Верхнепалеозойские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология и полезн. ископаемые. 1972. № 3. С. 112–127.

Юдович Я. Э. Флюидное минералообразование – альтернатива литогенезу? Обзор // Уральский геол. журн. 2009. № 4. С. 31–80.

Beauchamp B. Permian history of Arctic North America // The Permian Northern Pangea: Sedimentary Basins and Economic Resourses. V. 2. Heidelberg: Springer Verlag, 1995. P. 3–22.

Briggs D.J.C. Permian Productidina and Strophalosiidina from the Sydney – Bowen Basin and New England Orogen: systematic and biostratigraphic significance // Assoc. Australasian Paleontol. Mem. 1998. V. 19. P. 1–258.

Danukalova M.K., Kuzmichev A.B., Ganelin V.G., Gatovsky Yu.A., Kossovaya O.L., Isakova T.N., Weyer D., Astashkin N.G., Eriklintsev V.V. The Key Section for the Upper Palaeozoic of the New Siberian Islands (Tas-Ary Peninsula, Kotel'ny Island) // Stratigr. Geol. Correl. 2019. V. 27. № 7. P. 729–782.

Davydov V.I. Biotic paleothermometry constraints on Arctic plates reconstructions: Carboniferous and Permian (Zhokhov Island, De-Longa Group Islands, New Siberian Archipelago) // Am. Geophys. Union. 2016. V. 35. Iss. 9. P. 2158–2170.

Ganelin V.G. Brachiopods in the Late Paleozoic benthic biota of Northeast Asia // 6th Int. Brachiopod Congress. Abstracts. Melbourne, 2010. P. 43–44.

Ganelin V.G., Tschernjak G.E. Marine basins of Northeast Asia // The Carboniferous of the World. III. Madrid: Instituto Tecnologico Geominero de Espana, 1996. P. 207–234.

Hoar J.M., Coonrad W.L. Atomodesma in southwestern Alaska // The United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments 1975m. Geol. Surv. Circ. 1976. № 733. P. 44.

Kos'ko M.K., Sesile M.P., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandoshko N.V., Lopatin B.G. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian Seas, Northeastern Russia // Geol. Surv. Can. Bull. 1993. V. 461.

Lein A.Yu., Pimenov N.V., Ivanov M.V. The isotopic composition of methane and products of its anaerobic microbial oxidation in the Black sea // Past and Present Water Columne Anoxia. Proc. NATO ADV. Res. Workshop, October 4–8, 2003, Crimea, Ukraine, Sevastopol, 2003. P. 53–54.

Mazzini A., Ivanov M.K., Parnell J., Stadnitskaia A., Cronin B.T., Poludetkina E. Methane-related authigenic carbonates from the Black Sea: geochemical characterization and relation to seeping fluids // Mar. Geol. 2004. V. 212. № 1–4. P. 153–181.

Orphan V.J., House C.H., Hinrichs K.-U., McKeegan K.D., DeLong E.F. Multiple archaeal groups mediate methane oxidation in anoxic cold seep sediments // PNAS. 2002. V. 99. № 11. P. 7663–7668.

Reitner J. Peckmann, Blumenberg J.M., Michaelis W., Reimer A.L., Thiela V. Concretionary methane-seep carbonates and associated microbial communities in Black Sea sediments // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2005. V. 227. P. 18–30.

Scotese C.R., McKerrow W.S. Revised World maps and introduction // Paleozoic Palaeogeography and Biogeography. Eds. McKerrow W.S., Scotese C.R. Geol. Soc. Mem. 1990. № 12. P. 1–21.

Shi G.R., Grunt T.A. Permian Gondwana Boreal antitropicality with special reference to brachiopod faunas // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2000. V. 155. P. 239–263.

Taboada A.C., Pagani M.A. The coupled occurrence of Cimmeriella–Jakutoproductus (Brachiopoda: Productidina) in Patagonia: implications for Early Permian high to middle paleolatitudinal correlations and paleoclimatic reconstruction // Geologica Acta. 2010. V. 8. № 4. P. 513–534.

Tuchkova M.J., Sokolov S.D., Isakova T.N., Kossovaya O.L., Filimonova T.V., Verzhbitsky V.E., Petrov O.L, Vatrushkina E.V., Moiseev A.V. Carboniferous Carbonate rocks of the Chukotka fold belt: tectonostratigraphy depositional environments and paleogeography // J. Geodynamics. 2018. V. 120. P. 77–107.

Vasiliev B.I., Yano T., Choi D.R. Progress report of the study of ancient continental rocks in the Pacific ocean // New Concepts in Global Tectonics. Newsletter. 2012. № 63. P. 80–83.

Waterhouse J.B. Permian Brachiopods of New Zealand // N.Z. Geol. Surv. Paleontol. Bull. 1964a. V. 35–36. P. 1–287.

Waterhouse J.B. Permian stratigraphy and faunas of New Zealand // N.Z. Geol. Surv. Bull. 1964b. V. 72. P. 1–101.

Zehnder A.J.B., Brock T.D. Anaerobic methane oxidation: occurence and ecology // Applied Environmental Microbiol. 1980. V. 39. № 1. P. 194–204.

Рецензенты Г.А. Беленицкая, Р.В. Кутыгин, Н.В. Сенников

Verkhoyan-Chukchi Riftogenesis and Late Paleozoic Ecosystems of Northeast Asia

V. G. Ganelin#

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
#e-mail: vigdal@yandex.ru

The article describes the formation history of the sedimentary complexes of the three regions composing the Late Paleozoic basin of Northeast Asia: the Verkhoyan-Okhotsk, Indigiro-Omolonsk, and Novosibirsk-Chukotka regions. The main features of their sediment-ecogenesis are caused by the processes of the Late Paleozoic destruction, which determined the replacement of the epiplatform substantially carbonate series of the Early-Middle Paleozoic by Late Paleozoic sulfide-bearing black shale complexes of riftogenic basins.The change of ecosystems of different types closely correlates with the corresponding tectonic rearrangements. The current ideas on the climatic nature of the Late Paleozoic biogeographic differentiation are critically reviewed. It is shown that the peculiarity of Late Paleozoic riftogenic ecosystems, previously considered as high-latitude and cold-water, is actually related to their bacterial lithotrophic basis in contrast to the phototrophic basis of communities of epiplatform basins. According to the literature and the author's materials, analogues of the studied ecosystems in Late Paleozoic basins of Gondwana were established: Patagonia, New Zealand, Australia. The features of the Late Paleozoic biogeography are considered as a consequence of the activation of the global tectonic regime. It is assumed that the latter is associated with a significant expansion of the area of deepwater systems, accompanied by intensive removal of deep material, primarily methane and hydrogen sulfide, which determined the energy basis of the ecosystems that developed here.

Keywords: Northeast Asia, Gondwana, North Asian continent, stratigraphy, riftogenesis, black shale basins, benthic communities, bacterial limestone, biogeography, autolithotrophic ecosystems, transital

EDN: KLHTDQ
СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2022, том 30, № 5, с. 46–74

УДК 551.263.036:551.76(571.1)

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) В ЦЕНТРАЛЬНОМ, ЮГО-ВОСТОЧНОМ И СЕВЕРНОМ РАЙОНАХ ЕЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ[1]

© 2022 г. В. Г. Эдер[1, 2, *], С. В. Рыжкова[1, **], О. С. Дзюба[1], А. Г. Замирайлова[1]

[1]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия*

[2]*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

**e-mail: edervika@gmail.com*

***e-mail: rizhkovasv@ipgg.sbras.ru*

Поступила в редакцию 24.10.2021 г.
После доработки 16.02.2022 г.
Принята к публикации 16.03.2022 г.

На основе комплексного литолого-геохимического исследования с учетом геофизических и палеонтологических данных проведен сравнительный анализ разрезов пограничных юрско-меловых черносланцевых отложений (баженовской свиты) Западно-Сибирского осадочного бассейна в условно выделенных Центральном, Юго-Восточном и Северном районах. Исследования выполнены с использованием единой классификационной схемы пород и единых принципов выделения пачек в составе свиты. Разработаны модели седиментации, в которых отражены пространственно-временные закономерности образования баженовской свиты в зависимости от особенностей палеорельефа, близости к источникам сноса, климатических флуктуаций, изменений уровня моря. Установлено, что в Центральном районе на протяжении большей части волжского века (и локально до начала рязанского) преобладала преимущественно биогенная кремниевая седиментация (радиоляриевые или близкие к ним по составу осадки), с конца волжского века до начала раннего валанжина – карбонатно-кремнистая седиментация (обогащенные кокколитами осадки), что способствовало накоплению значительного количества органического вещества. При этом в пределах Хантейской гемиантеклизы и юго-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы Центрального района накопление карбонатно-кремнистых осадков завершилось к середине рязанского века. В Юго-Восточном районе седиментация обогащенных органическим веществом отложений прекратилась на этапе накопления биогенно-кремниевых илов, и с середины рязанского века происходило отложение обедненных органикой глин мегионской и куломзинской свит. В Северном районе шло накопление главным образом относительно слабо обогащенных органическим веществом кремнисто-глинистых осадков с преобладанием терригенной компоненты над биогенной за счет более интенсивного привноса глинистого материала в эту зону палеобассейна. Отложение осадочного материала баженовской свиты здесь, вероятно, завершилось в первой половине рязанского века.

Ключевые слова: баженовская свита, литология, геофизическое исследование скважин (ГИС), палеонтологические данные, обстановки осадконакопления, верхняя юра, нижний мел, Западная Сибирь

DOI: 10.31857/S0869592X22050027

ВВЕДЕНИЕ

Погруженная на глубину более 2 км нефтематеринская баженовская свита занимает пограничный между юрой и мелом интервал на значительной части территории Западной Сибири. Широкому кругу геологов она известна как доманикиты или толща обогащенных органическим веществом (ОВ) аргиллитов черных, с коричневатым оттенком, массивных и плитчатых, с прослоями листоватых разностей, радиоляритов и глинистых известняков, общей мощностью от 7 до 90 м (Гурари, 1981; Брадучан и др., 1986; Решение..., 2004). Между тем, давно показано, что литологическое строение этой свиты намного сложнее, будучи неоднородным как по вертикали, так и по латерали. Представления о строении и этапности формирования баженовской свиты развивались еще в 1970-х и 1980-х годах в трудах Ф.Г. Гурари, В.И. Белкина, О.Г. Зарипова, В.В. Хабарова, Г.С. Ясовича, И.Н. Ушатинского, В.Н. Сакса, Ю.В. Брадучана, В.А. Захарова и др. Впервые детальное расчленение разреза баженовской свиты на пачки и их ин-

[1] Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X22050027 для авторизованных пользователей.

дексация проведены В.В. Хабаровым, О.В. Барташевич и О.М. Нелепченко (1981) по данным гамма-каротажа скважин Салымского месторождения. В последние десятилетия в связи с обилием нового кернового материала основное внимание уделялось изучению свиты в центральной части Западной Сибири (Занин и др., 2005; Маринов и др., 2006; Панченко и др., 2015, 2016, 2021; Эдер и др., 2015 и др.). Некоторые работы касались северных и юго-восточных районов Западной Сибири (Бейзель и др., 2002; Полякова и др., 2002; Ilyina et al., 2005; Предтеченская и др., 2006). При этом детальные литологические исследования проведены для отдельных участков или единичных скважин, результаты сравнительного анализа практически не опубликованы. Использованию общих принципов расчленения баженовской свиты пока еще уделяется недостаточное внимание, что, в свою очередь, осложняет корреляцию внутрирегиональных геологических событий между различными седиментационными зонами. Тем не менее постепенно нарабатываются критерии, позволяющие при специфическом наборе и взаимоотношениях литологических типов пород баженовской свиты найти возможности для унификации подходов к ее расчленению в пределах всей территории распространения свиты (Панченко и др., 2015, 2016, 2021). На современном этапе актуальным является расширение территории для исследования закономерностей строения и условий формирования баженовской свиты на основе использования единых литологических критериев и применения комплексного подхода, включающего геофизические, палеонтолого-стратиграфические и прочие методы.

В конце юры–начале мела в Западной Сибири существовал полузамкнутый морской бассейн, прогибание которого не компенсировалось осадками (Конторович и др., 2013; Ершов, 2016 и др.). Седиментация баженовской свиты происходила главным образом в его глубоководной части, на глубинах от 100 до 400 м (Конторович и др., 2013). Время начала, а особенно окончания накопления обогащенных ОВ отложений, отвечающих баженовской свите, различается в разных районах (Региональные..., 2005). Анализ результатов современных геолого-геофизических исследований свиты в центральной части Западной Сибири позволил уточнить характеристику этапов ее формирования (Панченко и др., 2021). Целью настоящей работы являлось составление пространственно-временных моделей седиментации баженовской свиты в центральной, юго-восточной и северной зонах ее формирования. Развитие представлений об обстановках накопления этой толщи является основой для решения фундаментальной проблемы – реконструкции устойчивых на протяжении нескольких миллионов лет условий образования обогащенных ОВ, в значительной степени черносланцевых отложений, а с позиций нефтяной геологии – является основой для моделирования распространения в разрезах и по территории коллекторов в составе баженовской свиты. Для этого решались следующие задачи: 1) детальное изучение вещественного состава пород; 2) установление литостратиграфических особенностей строения разрезов и сравнительный анализ обстановок седиментации баженовской свиты в разных районах Западно-Сибирского бассейна по результатам детального послойного литологического изучения керна с учетом данных геофизических исследований скважин (ГИС) и палеонтологической характеристики. Литолого-геохимическое исследование разрезов баженовской свиты предусматривало использование единой классификационной схемы пород (Конторович и др., 2016).

РАЙОНЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разрезы баженовской свиты изучены по 66 скважинам, среди которых выбраны ключевые для построения корреляционных профилей – всего 40 скважин, которые приурочены к 38 площадям глубокого бурения (рис. 1). На Полонской и Ледовой пл. дополнительно привлечены разрезы, охарактеризованные данными ГИС и палеонтологическими находками. Исследования проведены по пяти корреляционным субширотным и субмеридиональным профилям разрезов баженовской свиты. Профиль 1 (Мансийский) расположен на территории Мансийской синеклизы, профиль 2 (Хантейско-Южно-Надымский) – в северной части Хантейской гемиантеклизы и юго-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы, профиль 3 (Колтогорско-Усть-Тымский) – на территории северной части Колтогорско-Нюрольского желоба и примыкающих к нему Нижневартовского, Александровского и Каймысовского сводов, а также в прилегающей части Усть-Тымской мегавпадины, профиль 4 (Нюрольско-Межовский) – на территории южной части Колтогорско-Нюрольского желоба и граничащих с ним положительных структур, а профиль 5 (Большехетско-Южно-Надымский) – на территории Большехетской мегасинеклизы и северо-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы. Названия тектонических элементов даны в соответствии с тектонической картой юрского структурного яруса (Конторович и др., 2001).

Для систематизации полученных данных и сопоставления результатов территория исследований условно разделена на Центральный, Юго-Восточный и Северный районы (рис. 1). Изученные 65 разрезов скважин расположены в пределах условных границ районов. Собственно, именно распределение этих скважин по территории исследований задает контуры выделенным районам. Исключением является скважина на Тай-Тым-

ской пл., несколько обособленное положение которой отражено на рис. 1.

МАТЕРИАЛЫ, МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ

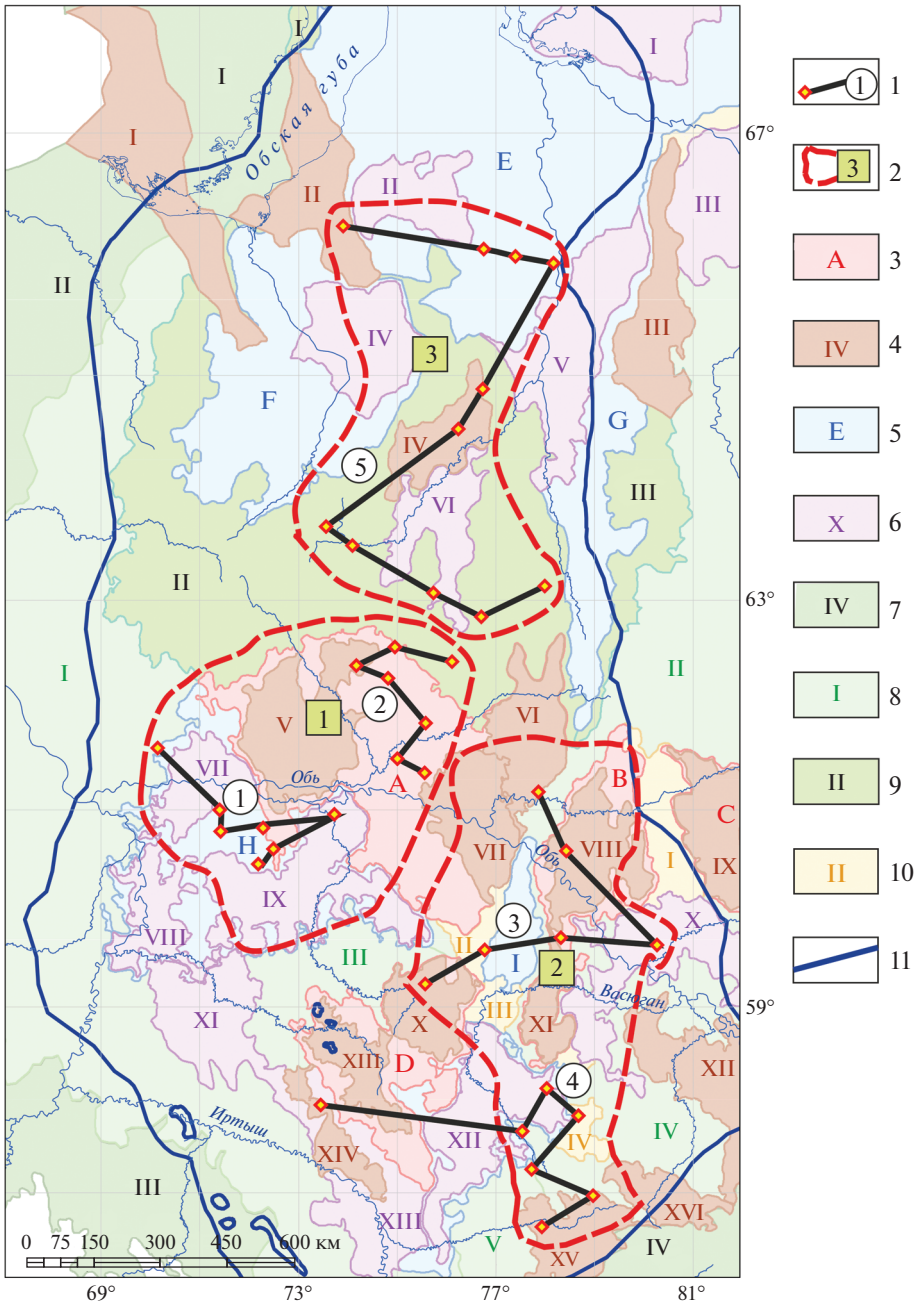
Как известно, породы баженовской свиты обладают тонкозернистой структурой, поэтому для определения их минералогического состава в настоящей работе использован следующий комплекс физико-химических и химических методов: 1) физический анализ пород с определением основных породообразующих оксидов (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, MnO, K_2O, Na_2O, P_2O_5, BaO) методом РФА на спектрометре ARL-9900-XP в Институте геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН (Н.Г. Карманова); 2) определение содержания в породах серы сульфидной, сульфатной и форм железа методами “мокрой химии” в ИГМ СО РАН (Л.М. Горчукова, И.М. Фоминых); 3) определение содержания органического углерода весовым полумикрометодом с помощью экспресс-анализатора (АН-7529) на углерод; данные по общему содержанию ОВ предоставлены специалистами Института нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) СО РАН (Е.А. Костырева, Н.В. Аксенова).

Результаты этих анализов, которым были подвергнуты около 1500 образцов керна, далее использовались в программе пересчета на минеральный состав по (Розен и др., 2000). По соотношению содержаний основных минеральных компонентов (кремнезем, глинистый материал, карбонат, ОВ) породам присвоено название согласно классификации, предложенной А.Э. Конторовичем с соавторами (2016). Особенности внутреннего строения, включая наличие остатков радиолярий и кокколитофорид, а также состава пород изучались с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX60, сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) TESCAN MIRA, оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350. После комплексного описания керна, шлифов и интерпретации пересчета химических анализов на минеральный состав пород проводилось построение литологических колонок.

В ходе работ комплексно использованы различные методы ГИС, включающие: электрический каротаж – зонды кажущегося сопротивления (КС), индукционный (ИК) и боковой (БК) каротаж, микрозонды (МКЗ), потенциал самопроизвольной поляризации (ПС); кавернометрию (КВ); акустический каротаж (ДТ); радиоактивный каротаж – гамма-каротаж (ГК), гамма-гамма-каротаж (ГГК), нейтронный гамма-каротаж (НГК), нейтронный каротаж по тепловым нейтронам (НКТ). Для увязки колонок керна с ГИС по глубине и расчета содержаний аутигенного урана использовались результаты гамма-спектрометрии 1254 образцов пород (И.А. Никитин, ИГМ СО РАН), гамма-спектрометрии керна (С.В. Родякин, ИНГГ СО РАН) и гамма-спектрометрического каротажа скважин.

После сопоставления литологических колонок с геолого-геофизическими характеристиками баженовской свиты проведено выделение пачек в ее составе и построены субширотные и субмеридиональные корреляционные профили разрезов. Скважины в корреляционных профилях выстраивались относительно толщин баженовского горизонта (Рыжкова и др., 2018). Принято, что зоны толщин менее 15 м соответствуют возвышенным участкам дна моря, более 25 м – палеовпадинам, промежуточные значения приурочены к склонам. Несмотря на то, что единого критерия выделения по ГИС кровли баженовской свиты для всей терри-

Рис. 1. Профили корреляции и районы исследования.
1 – профиль корреляции и его номер; 2 – район исследования и его номер (1 – Центральный, 2 – Юго-Восточный, 3 – Северный); 3–10 – тектонические элементы по (Конторович и др., 2001): 3, 4 – положительные: 3 – надпорядковые и 0 порядка (A – Хантейская гемиантеклиза, B – Обь-Васюганская гряда, C – Куржинская гряда, D – Верхневасюганская антеклиза); 4 – структуры I порядка (I – Ярудейский мегавыступ, II – Медвежье-Нугинский наклонный мегавал, III – Часельский наклонный мегавал, IV – Северный свод, V – Сургутский свод, VI – Варьеганско-Тагринский мегавыступ, VII – Нижевартовский свод, VIII – Александровский свод, IX – Пыль-Караминский мегавал, X – Каймысовский свод, XI – Средневасюганский мегавал, XII – Парабельский наклонный мегавал, XIII – Верхнедемьянский мегавал, XIV – Пологрудинский мегавал, XV – Межовский структурный мегамыс, XVI – Калгачский наклонный мегавал); 5, 6 – отрицательные: 5 – надпорядковые и 0 порядка (E – Большехетская мегасинеклиза, F – Надымская гемисинеклиза, G – Среднепурский наклонный мегажелоб, H – Мансийская синеклиза, I – Колтогорско-Нюрольский желоб); 6 – структуры I порядка (I – Северо-Тазовская мегавпадина, II – Нерутинская мегавпадина, III – Тазовский структурный мегазалив, IV – Верхнетанловская мегавпадина, V – Среднепурский наклонный мегапрогиб, VI – Пякупурско-Ампутинский наклонный мегапрогиб, VII – Тундринская мегавпадина, VIII – Нижнедемьянская мегавпадина, IX – Юганская мегавпадина, X – Усть-Тымская мегавпадина, XI – Среднетобольский наклонный мегапрогиб, XII – Нюрольская мегавпадина, XIII – Муромцевско-Седельниковский наклонный мегапрогиб,); 7–10 – промежуточные: 7 – мегамоноклизы Внешнего пояса (I – Пайхойско-Новоземельская, II – Зауральская, III – Тюменская, IV – Барабинско-Пихтовская); 8 – структуры Обской ступени (I – Красноленинская мегамоноклиза, II – Красноселькупская моноклиза, III – Северо-Демьянская мегамоноклиналь, IV – Северо-Парабельская мегамоноклиналь, V – Северо-Межовская мегамоноклиналь); 9 – структуры Ямало-Карской депрессии (I – Восточно-Пайхойская моноклиза, II – Южно-Надымская мегамоноклиза, III – Восточно-Пурская мегамоноклиналь); 10 – седловины (I – Караминская мегаседловина, II – Ледянская мезоседловина, III – Черемшанская мезоседловина, IV – Чузикско-Чижапская мезоседловина); 11 – граница распространения баженовской свиты по (Рыжкова и др., 2018).



тории ее распространения не установлено, показания ИК можно рассматривать как наиболее устойчивый геофизический критерий (Эдер и др., 2020; Рыжкова и др., 2020). При этом положение верхней и нижней границ баженовской свиты наиболее точно определяется только по результатам детальных комплексных исследований керна.

В настоящей работе применены принципы выделения пачек по литолого-геохимическому составу и геофизическим характеристикам, описанные в работах (Хабаров и др., 1981; Белкин и др., 1985; Панченко и др., 2016). На территории исследования оценивалась возможность прослеживания шести пачек, установленных И.В. Панченко с соавторами (2016) в разрезах баженовской свиты Салымской группы месторождений, пронумерованных снизу вверх и скоррелированных с рядом других площадей центральной части Западно-Сибирского бассейна. Пачки баженовской свиты выделялись нами по данным литологии и ГИС в соответствии с характеристиками, описанными в работе (Панченко и др., 2016); следует отметить, что ОВ учтено как минеральный компонент. При этом анализировались тренды изменения содержа-

ния основных компонентов пород (рост–снижение показателей), выраженные также в вариациях каротажных кривых. При прослеживании пачек по латерали принимались во внимание уточненные представления об их палеонтологической характеристике и возрасте в центральной части Западно-Сибирского бассейна (Панченко и др., 2021). Согласно Стратиграфическому кодексу России (2019), под пачкой мы понимаем относительно небольшую по мощности совокупность слоев (пластов), характеризующихся некоторой общностью признаков при преимущественном учете фациально-литологических или петрографических особенностей.

По данным И.В. Панченко с соавторами (2016, 2021), силициты и радиоляриты пачки 1 соответствуют переходным слоям нижне- и средневолжского подъярусов, преимущественно силицитовая пачка 2 и "радиоляритовая" пачка 3 относятся к средневолжскому подъярусу, "высокоуглеродистая" пачка 4 отвечает самым верхам средневолжского подъяруса–низам рязанского яруса, "кокколитофоридовая" пачка 5 – остальной части рязанского яруса–низам нижнего валанжина, "пиритовая" пачка 6 – нижней части (за исключением самых низов) нижнего валанжина. Границы пачек принимались как диахронные, но с допущением условной изохронности в пределах первых сотен километров. Следует отметить, что баженовский горизонт охватывает интервал верхней части нижневолжского подъяруса–нижней части рязанского яруса, однако подошва и кровля баженовской свиты имеют скользящий характер (Решение..., 2004). В частности, кровля баженовской свиты скользит в пределах верхней части рязанского яруса–самых низов валанжина (Региональные..., 2005). Литолого-геохимический анализ пород, отвечающих в западной зоне Широтного Приобья пачкам 5 и 6, показал, что они тоже принадлежат к баженовской свите (Панченко и др., 2016; Эдер и др., 2020). Нами возрастной диапазон пачек приводится с учетом имеющихся определений палеонтологических находок в скважинах, используемых для построения корреляционных профилей (Брадучан и др., 1984, 1986; Вячкилева и др., 1990; Захаров и др., 1999; Шурыгин и др., 2000; Бейзель и др., 2002; Дзюба, 2004; Алифиров, 2009, 2010; Маринов и др., 2009; Рогов, 2021) (ДМ[2]_1).

Для анализа возможных причин изменения состава осадков во времени проведено сопоставление изученных разрезов с двумя наиболее обсуждаемыми в литературе версиями кривой глобального изменения уровня моря: 1) по (Haq, 2014, 2018), 2) по (Gradstein et al., 2020). Колебание глубин во внутренней зоне эпиконтинентального Западно-Сибирского моря отчасти рассматривается как отражение эвстатических изменений уровня Мирового океана, выраженных в количестве сносимого в бассейн терригенного обломочного материала. В период углубления бассейна объем терригенного материала, поступающего в относительно глубоководные зоны моря, при одновременном их удалении от береговой линии и, соответственно, от источников сноса уменьшается, тогда как при уменьшении глубин бассейна – увеличивается. Для установления причин наиболее существенных изменений в биогенной седиментации привлечены палеоклиматические реконструкции, имеющиеся на переходное юрско-меловое время по Западно-Сибирскому бассейну (Price, Mutterlose, 2004; Захаров и др., 2005; Dzyuba et al., 2013). Корреляция геологических событий приведена к абсолютному летоисчислению по геохронологической шкале (GTS 2020; Gradstein et al., 2020), что также позволяет ориентировочно оценить продолжительность накопления осадочного материала, слагающего отдельные пачки баженовской свиты (рис. 2). Такая корреляция стала возможной во многом благодаря получению палеомагнитных данных в одном из ключевых сибирских разрезов – на п-ове Нордвик (Хоша и др., 2007; Брагин и др., 2013). Для определения окислительно-восстановительных условий образования пород использовалась формула для расчета степени пиритизации железа (СП) (Гуляева, 1953; Raiswell et al., 1988): $СП = Fe_{пир}/(Fe_{пир} + Fe_{reactive})$. Принимается, что значения $СП < 0.45$ характеризуют окислительные условия, 0.45–0.75 – промежуточные, >0.75 – высоковосстановительные. Необходимо отметить, что СП характеризует условия диагенеза и, исходя из них, восстанавливаются обстановки седиментации. Как известно, при погружении осадка степень восстановленности среды в нем растет, и на стадии диагенеза этот параметр, как правило, несколько возрастает. Таким образом, если порода характеризуется $СП < 0.45$, предполагается, что редокс-обстановка придонных вод была также окислительной, при $СП = 0.45–0.75$ – от окислительной до субокислительной, при $СП > 0.75$ – близкой к восстановительной или высоковосстановительной (ДМ_2). Используя распределение аутигенного урана (U_a), также возможно реконструировать редокс-условия среды осадконакопления (Wignall, Myers, 1988): $U_a < 2$ определяет оксидные условия, $2 < U_a < 10$ – субоксидные, или дизоксидные, $10 < U_a < 15$ – аноксидные (бескислородные), $U_a > 15$ – эвксинные (ДМ_2).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Центральный район. Полученные в ходе настоящего исследования данные по литолого-геохимическому составу пород баженовской свиты с учетом вариаций кривых каротажа позволяют выделить во всех разрезах профиля 1 (Мансийского)

[2] ДМ – дополнительные материалы.

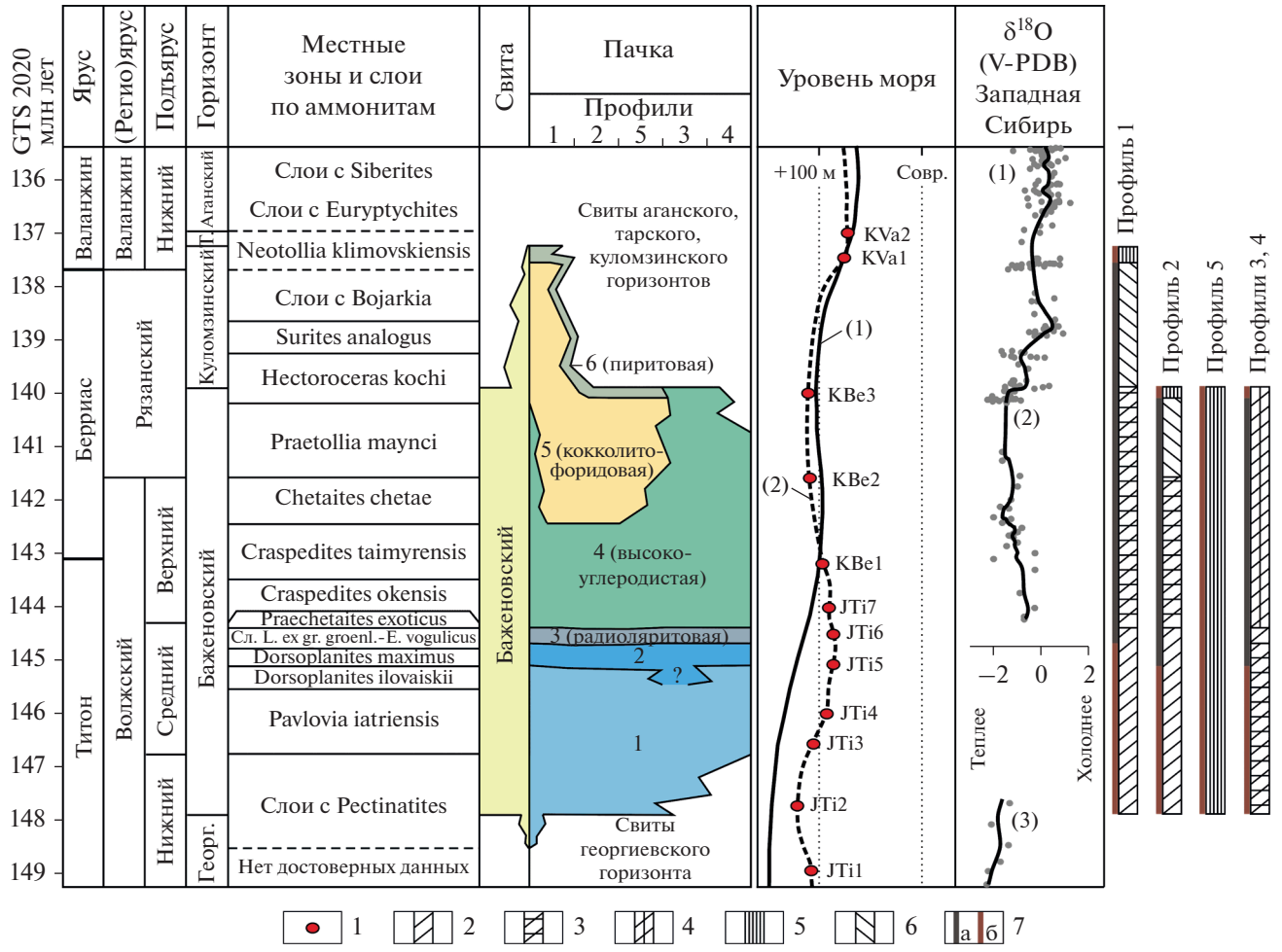


Рис. 2. Особенности литостратиграфии баженовской свиты на территории исследований и схема корреляции волжских–нижневаланжинских отложений с глобальными эвстатическими событиями и вариациями $\delta^{18}O$ в Западно-Сибирском бассейне.

Нумерация и названия пачек баженовской свиты приведены по (Панченко и др., 2016), возрастные диапазоны показаны с учетом установленного возрастного скольжения границ по площади. Литостратиграфические подразделения соотнесены с GTS 2020 (Gradstein et al., 2020) через биостратиграфическую шкалу по аммонитам (Алифиров, 2009; Маринов и др., 2009; Панченко и др., 2021): сл. L. ex gr. groenl.–E. vogulicus – интервал слоев с Laugeites ex gr. groenlandicus–зоны Epilaugeites vogulicus. Положение подошвы рязанского яруса и зоны Hectoroceras kochi принято по (Шурыгин, Дзюба, 2015; Igolnikov et al., 2016). Кривая (1) изменений относительного уровня моря приведена по (Haq, 2014, 2018) в сравнении с кривой (2) по (Gradstein et al., 2020). Изотопно-кислородные кривые приведены по данным из разрезов (1) Ятрия (Price, Mutterlose, 2004), (2) Маурынья (Dzyuba et al., 2013) и (3) Лопсия (Захаров и др., 2005). Условные обозначения: 1 – уровни широко фиксируемых кратковременных падений уровня моря (JTi1... KVa2) по (Gradstein et al., 2020); 2–6 – соотношение биогенных и терригенных пород в баженовской свите: 2 – преимущественно биогенные кремниевые (радиоляритовые) породы; 3 – то же, но с несколько повышенным содержанием терригенного глинистого материала; 4 – кремнисто-глинистые породы с преобладанием биогенной компоненты; 5 – то же, но с преобладанием терригенной компоненты; 6 – преимущественно биогенные карбонатно-кремнистые (обогащенные кокколитами) породы; 7 – общее содержание ОВ: >10% (а), <10% (б). Сокращения: Георг. – георгиевский, Т. – тарский.

шесть пачек (рис. 3). Судя по содержанию кремнезема, глинистого материала, карбоната и ОВ, в нижней части разрезов представлены преимущественно биогенные породы – силициты-радиоляриты и силициты кероге новые (пачки 1–3), в верхней части – микститы кероген-глинисто-кремнистые, реже микститы кероген-глинисто-кремнистые карбонатсодержащие, силициты кероге новые (пачка 4), микститы кероген-глинисто-кремнистые, кероген-глинисто-кремнистые карбонатсодержащие и кероген-карбонатно-кремнистые (пачка 5), микститы кремнисто-глинистые (близкие к аргиллитам) и глинистые (пачка 6). Мощность баженовской свиты изменяется от 32 до 37 м. По основным литолого-геохимическим и геофизическим характеристикам выделенные пачки отвечают ранее установленным в центральной части Западно-Сибирского бассейна (Панченко и др., 2016).

В разрезах баженовской свиты Салымской и Горшковской пл. отмечается повышенное содер-

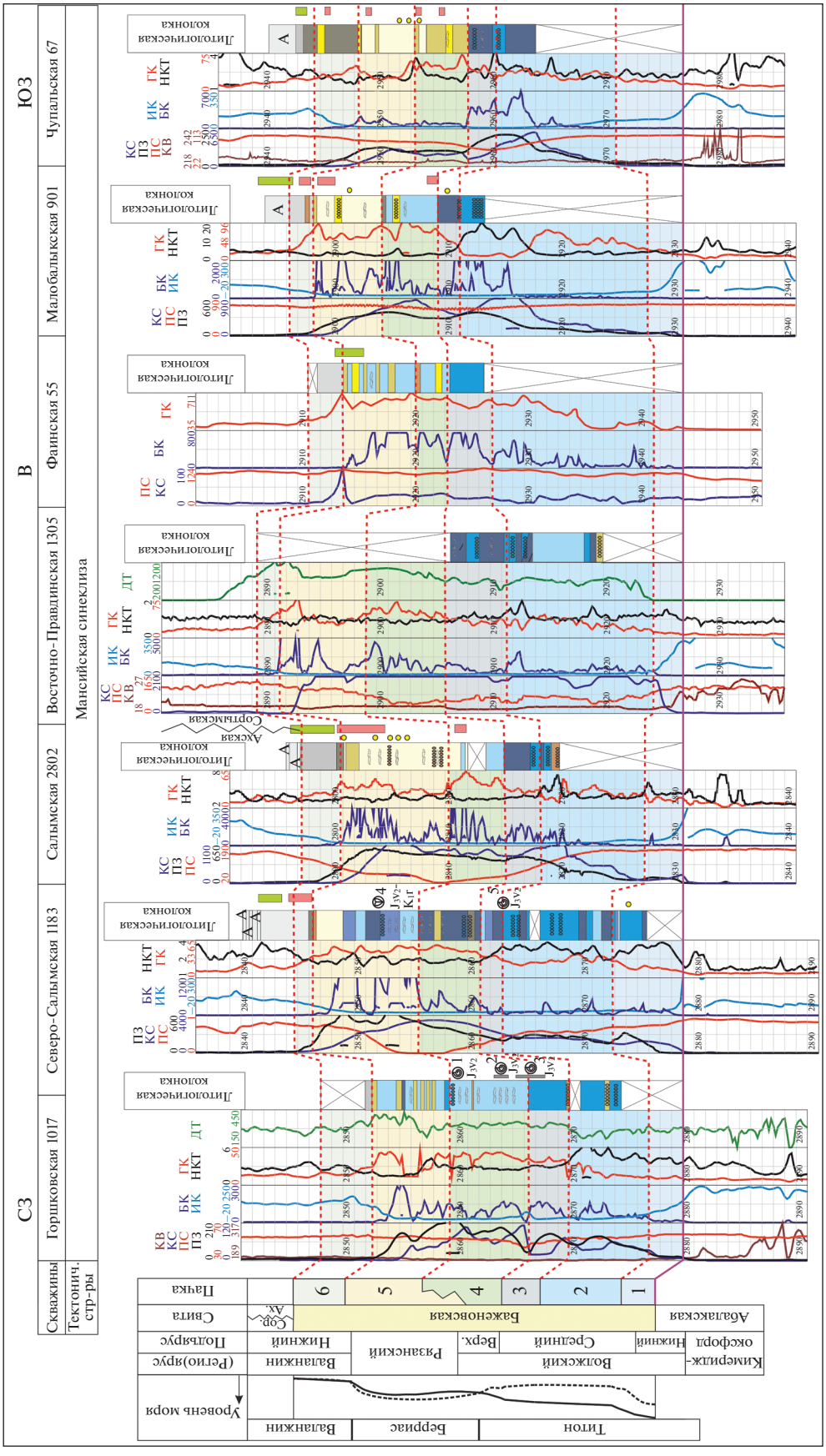


Рис. 3. Корреляционный профиль 1 (Мансийский) разрезов баженовской свиты Центрального района.
Здесь и на рис. 4–7: 1 – силициты; 2 – силициты кероген-глинисто-кремнистые (близкие к силицитам); 3 – микститы кероген-глинисто-кремнистые (близкие к силицитам); 5 – микститы кероген-глинисто-кремнистые; 6 – микститы глинисто-кремнистые; 7 – микститы кремнисто-глинистые; 8 – микститы кероген-кремнисто-глинистые; 9 – микститы кероген-карбонатно-кремнистые; 10 – микститы кероген-глинисто-кремнистые карбонатсодержащие; 11 – микститы кремнисто-глинистые (близкие к аргиллитам); 12 – микститы глинистые; 13 – аргиллиты; 14 – известняк; 15 – доломит; 16 – породы георгиевской и (или) васюганской свит; 17 – границы пачек; 18, 19 – интервалы повышенного относительно средних концентраций в породе содержания пирита: 18 – от 20 до 25%; 19 – от 5 до 15%; 20 – фауна и возраст (расшифровка в ДМ_1): аммониты (а), двустворки (б), белемниты (в); 21 – конкреции: баритсодержащие (а), карбонатные (б); 22 – радиоляриты: кремниевые (а), карбонатизированные (б), доломитизированные (в); 23 – остатки кокколитофорид; 24 – прослои, насыщенные остатками раковин двустворок; 25 – интервалы отбора ископаемых фаунистических остатков. Сокращения: Сор. – сортымская, Ах. – ахская.

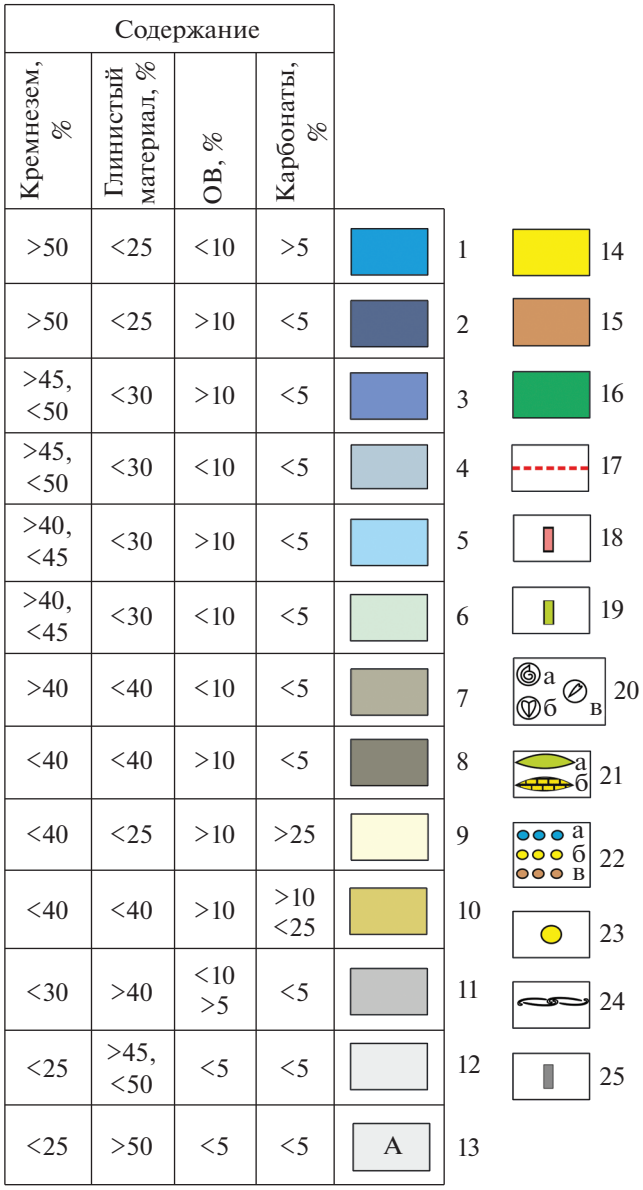


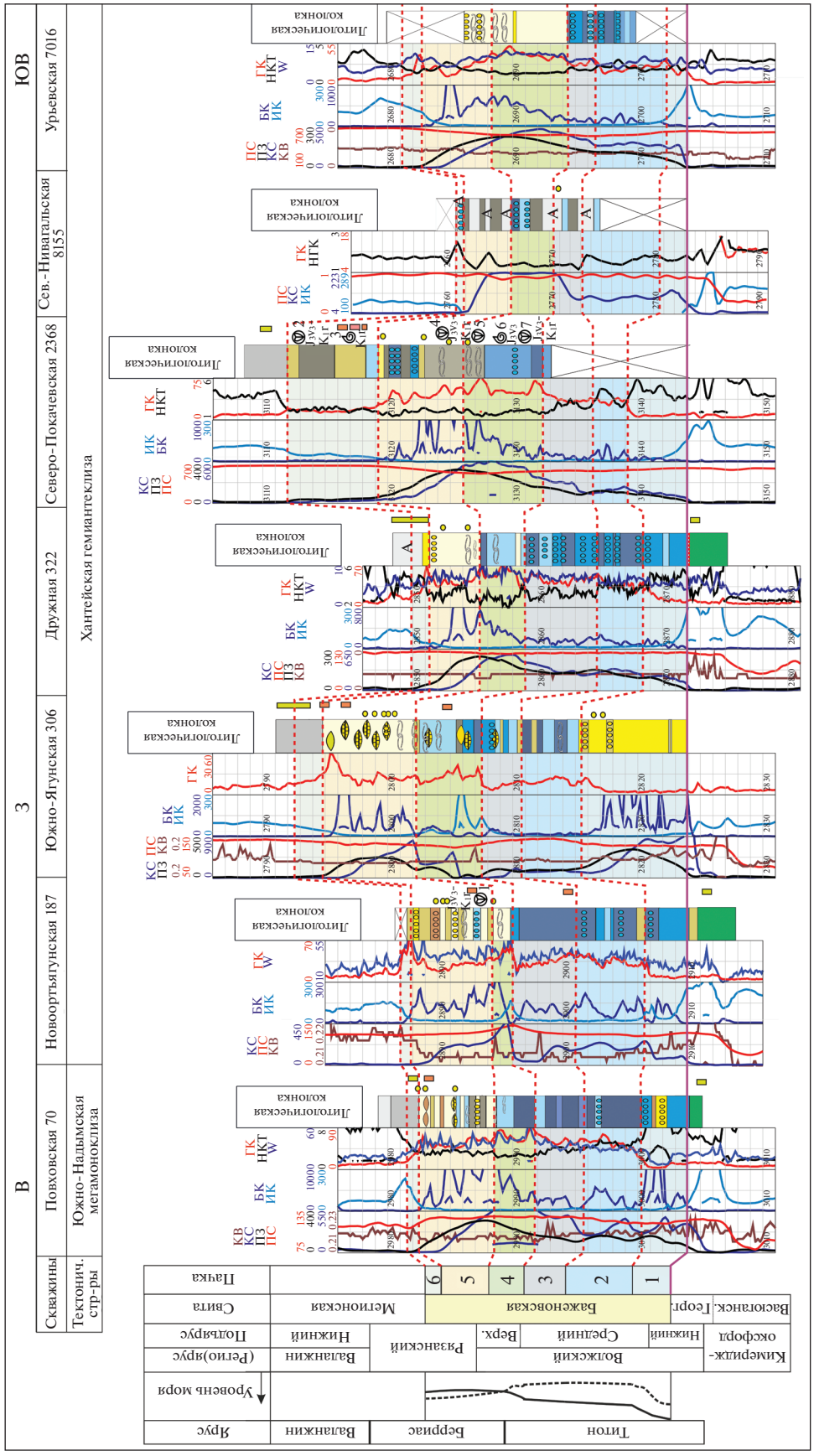
Рис. 3. Окончание

жание кальцит- и доломитсодержащих прослоев (содержание кальцита/доломита 10–25%) по сравнению с другими площадями Мансийской синеклизы. Содержание ОВ в породах этих разрезов не более 15%. Повышение карбонатности связывается с большим прогревом баженовской свиты на этих площадях и с карбонатизацией ее пород, обусловленной процессами преобразования ОВ, что более подробно обсуждено в работе (Эдер и др., 2021).

В разрезах баженовской свиты профиля 2 (Хантейско-Южно-Надымского) выделяются шесть пачек, близких по составу к пачкам профиля 1 (рис. 4). В целом мощность баженовской свиты сокращена по сравнению с разрезами Мансийской синеклизы – изменяется в пределах 21–32 м, что объясняется гипсометрическим положением палеоструктур. Особенностью рассматриваемых отложений является присутствие в верхней части свиты существенного количества карбонатных конкреций главным образом в пачке 5 (Эдер и др., 2016). Пачка 6 изменчива по толщине значительно (от 0.9 до 7.2 м), обычно имеет меньшую мощность по сравнению с разрезами баженовской свиты Мансийской синеклизы, в связи с чем переход баженовской свиты к вышележащим породам здесь более резко выражен. Особенности изменения литологического состава пород и геохимических характеристик ОВ в разрезах переходной зоны между баженовской свитой и вышезалегающими в Центральном районе свитами подробно рассмотрены ранее (Эдер и др., 2020). На Северо-Покачевской и Северо-Нивагальской пл. баженовская свита отличается несколько повышенной глинистостью и пониженной карбонатностью, что связывается с большим влиянием источников сноса терригенного материала (на северо-востоке).

Вблизи подошвы и особенно кровли баженовской свиты залегают обедненные ОВ пиритовые породы (рис. 3, 4), охарактеризованные ранее (Эдер, 2020). Предполагается, что осаждение пирита у границ баженовской свиты в ниже- и вышележащих отложениях (редокс-барьерах) произошло в результате миграции сульфидсодержащих гелеобразных флюидов и H_2S из баженовской свиты в диа- и катагенезе.

Практически весь разрез баженовской свиты Центрального района характеризуется значениями СП > 0.75, U_a > 15, что указывает на высоковосстановительные условия в придонных водах и в верхней части осадка. В районе Хантейской гемиантеклизы (Повховская, Дружная, Южно-Ягунская, Новоортъягунская пл.) породы подошвенной части свиты (1–3 м) имеют пониженные значения U_a (<10) нередко при высоких СП (>0.75), что, возможно, указывает на субокислительные условия в придонных водах и последующее их изменение на высоковосстановительные уже в осадке. Также повышенные значения СП на фоне низких U_a могут быть связаны с вторичной пиритизацией на геохимических барьерах, описанной ранее (Эдер, 2020), что наблюдается в породах, подстилающих и перекрывающих баженовскую свиту. В подстилающих баженовскую свиту породах (1–4 м) в большинстве случаев значения СП остаются высокими (0.7–0.9) при относительно низких значениях U_a (в основном <5). Так, на Дружной пл. верхняя часть георгиевской свиты характеризуется относительно повышенными СП (0.8–0.9) и пониженными U_a (0.4–3.3). В основании перекрывающей баженовскую свиту мегионской свиты присутствует переходная пачка мощностью 0.1–1 м со значениями СП = 0.7–0.9, U_a < 10, да-


В
З
ЮВ
Скважины
Повховская 70
Новоортьягунская 187
Южно-Ягунская 306
Дружная 322
Северо-Покачевская 2368
Сев.-Нивагальская 8155
Урьевская 7016
Тектонич. стр-ры
Южно-Надымская мегамоноклиза
Хантейская гемиантеклиза
Литологическая колонка
ГК
НКТ
W
БК
ИК
КС
ПЗ
ПС
КВ
НГК
Триас
Юра
Мел
Палеоген
Неоген
Четв.
Ярус
Верхний
Средний
Нижний
Валанжин
Берриас
Титон
Уровень моря
Ачимовская
Васюганск.
Георг.
Баженовская
Абалакская
Тюменская
Тогурская
Нижний
Средний
Верх.

лее вверх по разрезу значения СП понижаются до 0.1–0.4, редко до 0.5, $U_a < 2$. На Повховской пл. выше кровли баженовской свиты залегает пачка (1 м), в которой СП составляет 0.6–0.9, $U_a = 0.2–3.7$; на Салымской пл. – пачка (5 м) с несколькими прослоями, характеризующимися СП > 0.9, $U_a = 0.2–4.8$.

Юго-Восточный район. В изученных разрезах баженовской свиты скважин профиля 3 (Колтогорско-Усть-Тымского) выделяется четыре пачки (рис. 5). Пачки 1 и 2 представлены силицитами и силицитами керогеновыми, за исключением расположенных на востоке района Толпаровской и Полонской пл., где эти пачки сложены микститами кероген-глинисто-кремнистыми, глинисто-кремнистыми и кремнисто-глинистыми. В составе кремнисто-глинистых микститов Полонской пл. определены кокколитофориды. Пачка 3 представлена силицитами керогеновыми, реже различными микститами. Пачка 4 преимущественно сложена микститами кероген-кремнисто-глинистыми с прослоями микститов кремнисто-глинистых. Исключением является разрез пачки 4 на Первомайской пл., где она сложена преимущественно микститами кероген-глинисто-кремнистыми. Эти же породы залегают в основании пачки 4 на Толпаровской пл. Мощность баженовской свиты изменяется от 10 до 20 м. Суммарная мощность пачек 1–3 в отрицательных структурах палеорельефа составляет около 12 м, в положительных – обычно 5–10 м, что заметно меньше, чем в баженовской свите Мансийской синеклизы (13–20 м) и Хантейской гемиантеклизы (10–16 м). Пачку 4 мощностью 6–8 м перекрывают свиты куломзинского горизонта, представленные микститами с различным соотношением в содержании глинистого и кремнистого вещества.

В разрезах профиля 4 (Нюрольско-Межовского) выделяется четыре пачки (подобно профилю 3) (рис. 6). Пачки 1–2 в большинстве случаев отличаются повышенным содержанием глинистого материала (>30%) и представлены различными микститами. В некоторых изученных разрезах пачки 1, например на Арчинской пл., перемежаются прослои, содержащие кремнистый (радиоляриевый) и карбонатный (кокколитофоридовый) материал. Пачка 2 в изученных разрезах характеризуется существенным изменением соотношения кремнистой, карбонатной и глинистой компонент в породах. Преимущественно силицитами она представлена только на Тай-Тымской пл. Пачка 3 нередко сложена микститами кероген-глинисто-кремнистыми (близкими к силицитам) с прослоя-

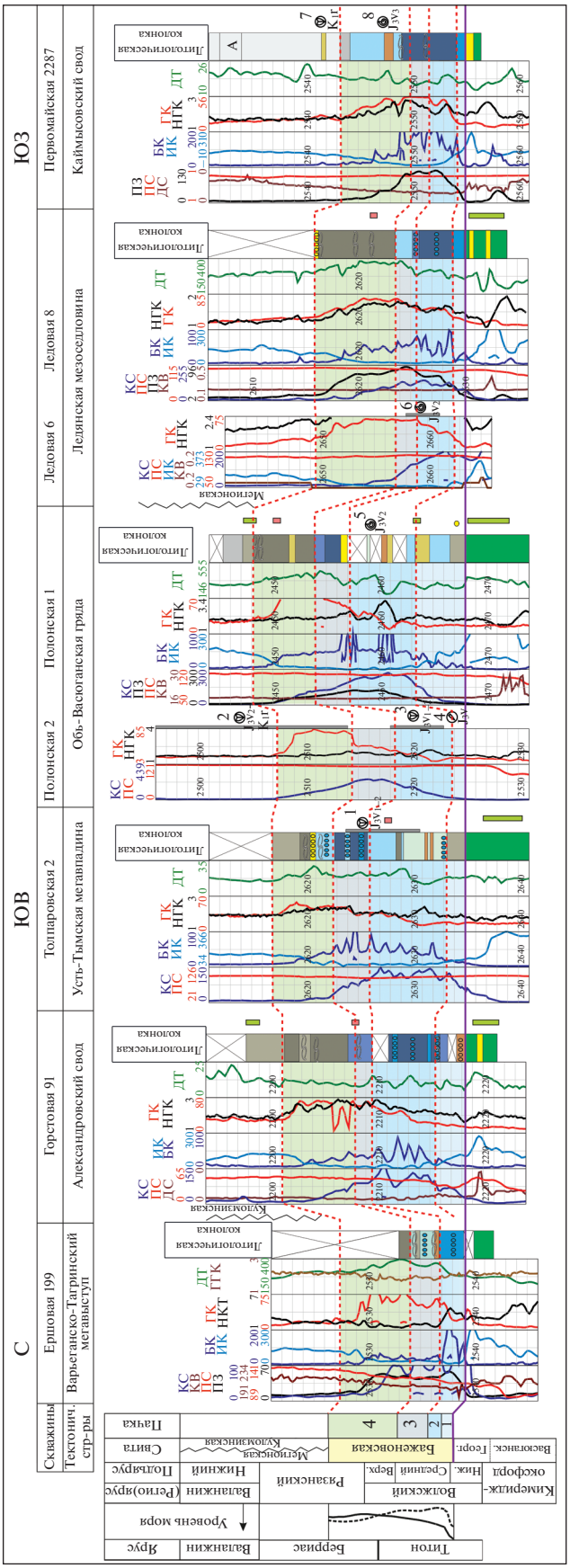


Рис. 5. Корреляционный профиль 3 (Колтогорско-Усть-Тымский) разрезов баженовской свиты Юго-Восточного района. Условные обозначения см. на рис. 3.

ми силицитов керогеновых либо целиком микститами кероген-глинисто-кремнистыми. Суммарная мощность пачек 1–3 составляет 13–23 м. Пачка 4 мощностью 8–10 м состоит преимущественно из микститов кероген-кремнисто-глинистых, в верхней части разреза переходящих в микститы кремнисто-глинистые. Мощность баженовской свиты изменяется от 23 до 33 м. Пачки 2–4 в южном направлении становятся более глинистыми. Карбонатность разрезов в целом понижена, "кокколитофоридовая" пачка 5 в них не выделяется.

В Юго-Восточном районе в большинстве случаев пачка 1, верхняя половина пачки 4 и значительно реже пачка 2 характеризуются СП < 0.75 (0.18–0.7) и U_a < 10, что отвечает окислительным и субокислительным условиям в придонных водах и в верхней части осадка. Пачки 2–4 баженовской свиты, как правило, имеют значения СП > 0.75, U_a > 10, соответствующие восстановительным условиям. В георгиевской свите, подстилающей баженовскую свиту, СП составляет 0.2–0.47 (Толпаровская, Полонская пл.) или 0.4–0.84 (Западно-Квензерская, Арчинская, Межовская, Ракитинская пл.) при U_a < 10, что указывает на окислительный и субокислительный режимы. В куломзинской свите, залегающей над баженовской свитой, вблизи границы свит СП составляет 0.2–0.6 при U_a около или <10, в некоторых (пиритизированных) прослоях СП = 0.8–0.9, U_a > 10.

Северный район. Разрезы скважин профиля 5 (Большехетско-Южно-Надымского) в значительно меньшей степени охарактеризованы керном (рис. 7). В связи с этим является затруднительным выделение пачек баженовской свиты, и в большинстве разрезов выделены две толщи – нижняя (аналог пачек 1–3) и верхняя (аналог пачек 4–6). Севернее Ортъягунской пл. разрезы баженовской свиты становятся заметно более глинистыми (35–50%), менее кремнистыми (<30%), низкокарбонатными (за очень редким исключением), с невысоким содержанием ОВ (часто <5%). Суммарная мощность преимущественно кремнистых пород не превышает 1–2 м. Мощность свиты в целом изменяется от 15 до 40 м, редко до 60 м и более (рис. 7). Для баженовской свиты Северного района характерны разрезы, состоящие из микститов глинисто-кремнистых и кероген-кремнисто-глинистых, с прослоями аргиллитов или единичными прослоями силицитов. Для баженовской свиты Присклоновой пл. характерна повышенная карбонатность, обусловленная присутствием значительного количества карбонатных конкреций; в пачках 5 и 6 обнаружены остатки кокколитофорид. Несколько севернее, на Медвежьей пл. в баженовской свите значительно увеличивается содержание алевритовой примеси и глинистого материала, в разрезе в заметном количестве присутствуют прослои аргиллитов. На территории Большехетской мегасинеклизы встречаются разрезы (Тюменская сверхглубокая скв. 6) повышенной мощности (61 м), представленные в нижней части (пачки 1–3) преимущественно аргиллитами, в верхней части (пачки 4–6) – микститами кремнисто-глинистыми, с редкими прослоями микститов кероген-кремнисто-глинистых.

Баженовская свита наиболее северных площадей Северного района (Уренгойской, Тюменской и Ево-Яхинской пл.) характеризуется заметно пониженными значениями СП по сравнению с Центральным районом – обычно около 0.5 (изменяются в пределах 0.43–0.71), что отвечает окислительным условиям седиментогенеза и субокислительным условиям диагенеза. В кровельной части свиты на Ево-Яхинской и Тюменской пл. присутствует пачка (мощность 1–2 м) с СП > 0.75, что соответствует высоковосстановительному режиму. Данные по U_a на этих площадях отсутствуют. При формировании баженовской свиты на Присклоновой и Западно-Пурпейской пл., судя по значениям СП (>0.75) и U_a (>10), преобладал восстановительный режим. По остальным площадям этого района количества кернового материала недостаточного для анализа.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ РАЗРЕЗОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ В ИЗУЧЕННЫХ РАЙОНАХ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Результаты исследований показывают, что в литостратиграфии баженовской свиты рассматриваемых районов имеются принципиальные отличия. Так, по мере удаления от осевой части Западно-Сибирского бассейна по направлению к его юго-восточной периферии количество пачек, прослеживаемых в разрезах баженовской свиты, сокращается: если в Центральном и отчасти Северном районах (при хорошей охарактеризованности керном) распознаются шесть пачек (sensu Панченко и др., 2016), то в Юго-Восточном районе только четыре ("кокколитофоридовая" пачка 5 и "пиритовая" пачка 6 не выделяются). Особенности фациального замещения пачек 5 и 6 в Юго-Восточном районе показаны на рис. 2 и рассмотрены ниже. Некоторые различия устанавливаются в соотношении биогенных и терригенных компонентов пород, а также в характере распределения ОВ (рис. 2), что выявлено на основе анализа содержания кремнезема, глинистого материала, карбонатов и ОВ в породах перед тем, как присвоить им названия.

Далее приведен сравнительный анализ основных литологических (преимущественно для Центрального и Юго-Восточного районов) и геофизических

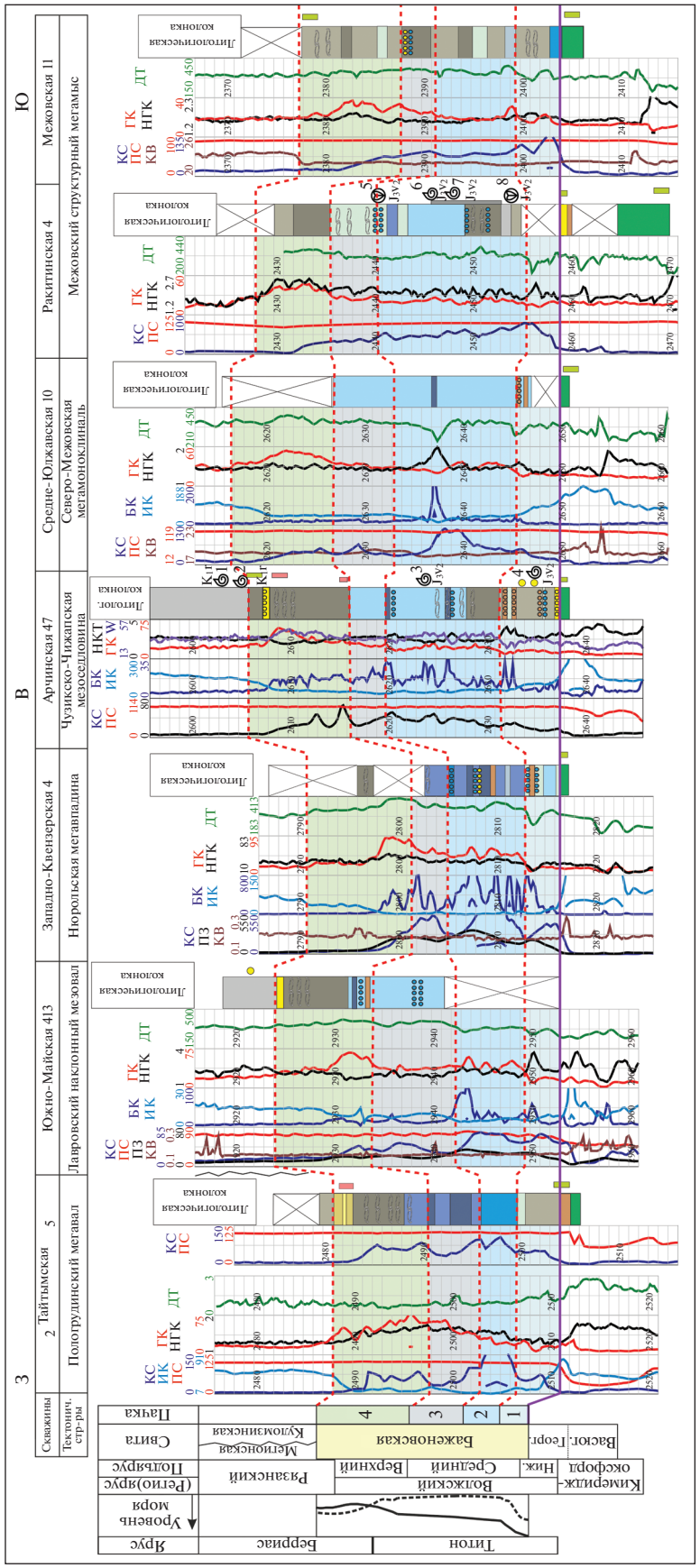


Рис. 6. Корреляционный профиль 4 (Нюрольско-Межовский) разрезов баженовской свиты Юго-Восточного района. Условные обозначения см. на рис. 3.

характеристик пачек в изученных районах и на этой основе обозначены критерии их прослеживания.

Пачка 1 в Центральном районе представлена преимущественно силицитами и силицитами-радиоляритами (мощность 2–9 м). В северной части Юго-Восточного района и особенно в южной его части в пачке 1, наряду с ними, могут присутствовать более глинистые породы – микститы кремнисто-глинистые; мощность пачки меняется от 1–3 м в разрезах профиля 3 (Колтогорско-Усть-Тымский) до 3–6 м в разрезах профиля 4 (Нюрольско-Межовский). В целом к северу, югу и юго-востоку Западно-Сибирского бассейна пачка 1 становится более глинистой и менее кремнистой. На ряде площадей Центрального и Юго-Восточного районов встречаются разрезы, где эта пачка частично (Повховская, Горстовая, Арчинская пл.) или полностью (Южно-Ягунская пл.) карбонатизирована. Для пачки 1 характерны пониженные значения ГК по сравнению с остальной частью разреза баженовской свиты, что, наряду с низкими значениями БК и постепенно или резко уменьшающимися показателями ИК, является основным критерием ее прослеживания по площади. Общее содержание ОВ < 10%[3].

Пачка 2 в Центральном районе состоит из силицитов, силицитов-радиоляритов, силицитов керогеновых (мощность 3–16 м). В северной части Юго-Восточного района эта пачка представлена тем же набором пород (мощностью 1–6 м), за исключением разрезов баженовской свиты Усть-Тымской мегавпадины и Обь-Васюганской гряды, которые сложены более глинистыми породами – микститами кероген-глинисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми (мощностью 6–7 м). В южной части Юго-Восточного района пачка 2 сложена микститами кероген-глинисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми и кероген-кремнисто-глинистыми (7–15 м). Только в Нюрольской мегавпадине на Западно-Квензерской пл. выявлены микститы кероген-глинисто-кремнистые (близкие к силицитам), переслаивающиеся здесь с силицитами керогеновыми (8 м). В Северном районе в составе пачки могут присутствовать аргиллиты. Для пачки 2 увеличение содержания ОВ (>10%) характерно преимущественно в разрезах профилей 2–4. При переходе от пачки 1 к пачке 2 несколько увеличивается содержание ОВ, что имеет отражение в росте значений ГК. В большинстве случаев в кровле рассматриваемой пачки наблюдается слой силицита-радиолярита с относительно повышенными значениями НКТ и пониженными ГК, который отделяет ее от вышезалегающей пачки 3.

Пачка 3 в Центральном районе состоит из силицитов керогеновых и силицитов-радиоляритов, в некоторых случаях карбонатизированных (мощность 2–6 м). В Юго-Восточном районе она нередко представлена переслаиванием силицитов керогеновых с микститами кероген-глинисто-кремнистыми, близкими к силицитам, либо однородной толщей микститов кероген-глинисто-кремнистых (мощность 1–8 м). Общее содержание ОВ в пачке на исследуемой территории, за исключением Северного района, составляет >10%. Пачка 3 является переходной по всем изученным данным ГИС между пачками 2 и 4.

Как правило, на границе пачек 3 и 4 происходит уменьшение содержания в породах кремнезема, увеличение содержания ОВ и глинистого материала. Иными словами, эта граница проходит между более кремнистой и менее углеродистой нижней частью баженовской свиты и менее кремнистой, более углеродистой и несколько более глинистой верхней ее частью, что согласуется с описанием И.В. Панченко с соавторами (2016). Этот тренд наиболее выражен в Центральном районе и в существенной мере сохраняется в Юго-Восточном районе. Только в Северном районе доля глинистого материала несколько снижается в верхней части баженовской свиты по сравнению с нижней ее частью. Содержание ОВ нарастает и в этом районе, однако по-прежнему не превышает 10%, а если и превышает, то лишь на отдельных уровнях.

Пачка 4 представлена в Центральном районе преимущественно микститами кероген-глинисто-кремнистыми и силицитами керогеновыми (мощность 2–7 м). В Юго-Восточном районе преобладают микститы кероген-кремнисто-глинистые и кремнисто-глинистые (мощность 6–10 м). Для обоих районов характерно наличие многочисленных прослоев двустворок. В Северном районе, судя по небольшому количеству доступного для анализа кернового материала, пачка 4 сложена теми же породами, что и в Юго-Восточном районе. Повышенное содержание ОВ в пачке 4 имеет отражение в увеличении значений ГК.

Пачка 5, распознаваемая в Центральном и отчасти Северном районах, представлена преимущественно тонким переслаиванием микститов кероген-глинисто-кремнистых и кероген-карбонатно-кремнистых (мощность 4–9 м). Характерным признаком пачки является наличие кокколитофорид, с чем связана повышенная карбонатность пород. В пачке 5 отмечается повышенное содержание ОВ, часто возрастают значения ГК и БК.

Пачка 6 представлена в Центральном районе преимущественно микститами кремнисто-глинистыми (близкими к аргиллитам) и глинистыми (мощность 1–7 м), в Северном районе – микститами кероген-кремнисто-глинистыми (мощность 2.5–6 м). В пачке 6 заметно снижается содержание карбонатного материала (с 7–50 до 2–3%) и ОВ (с 15–25 до 5–7%), увеличивается содержание

[3] Здесь и далее для оценки общего содержания ОВ в пачках в качестве порогового значения принято 10%.

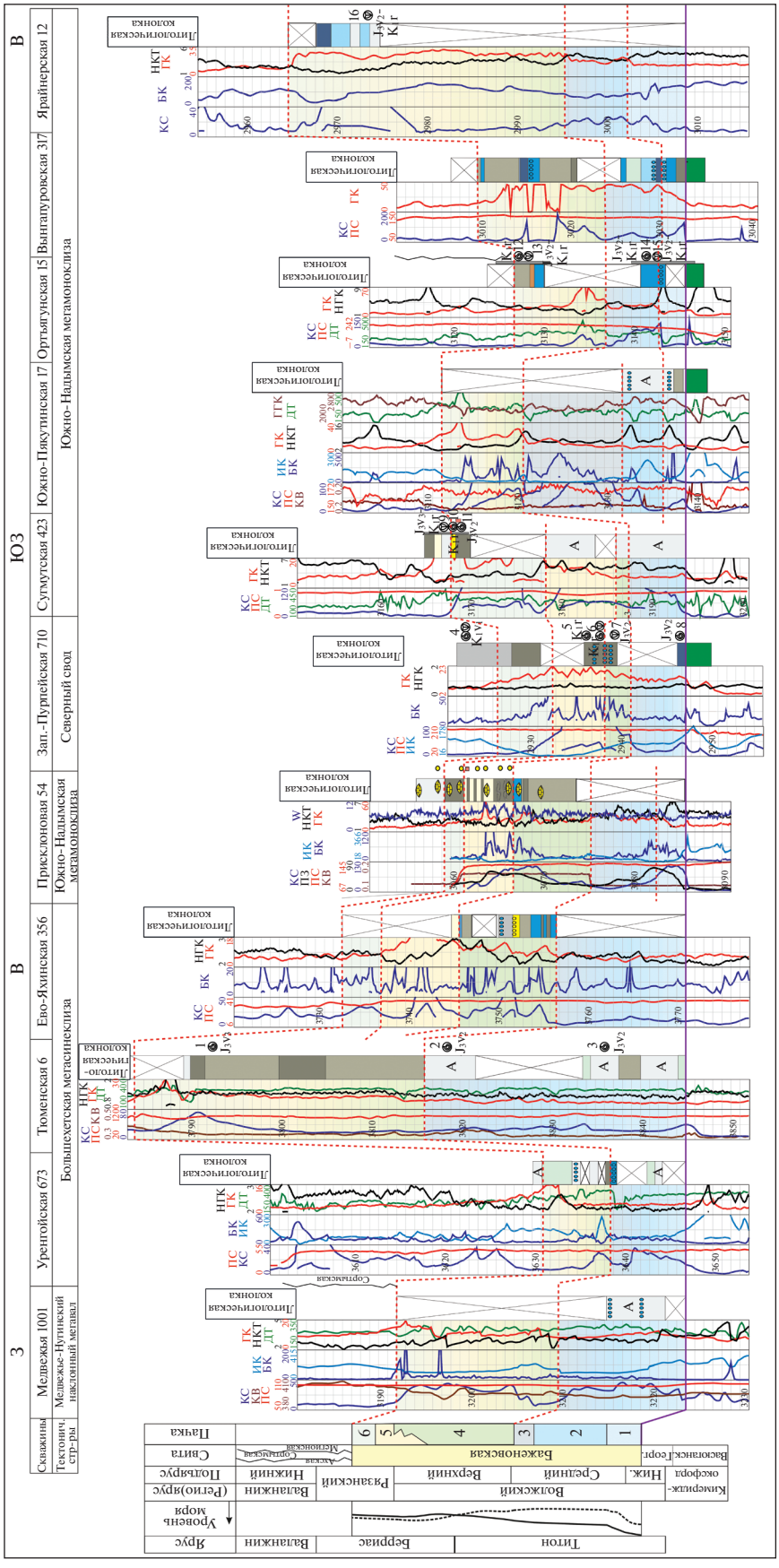


Рис. 7. Корреляционный профиль 5 (Большехетско-Южно-Надымский) разрезов баженовской свиты Северного района. Условные обозначения см. на рис. 3.

глинистого материала (с 20–25 до 35–40%). Для нее характерно постепенное увеличение ИК и резкое снижение значений ГК и БК.

В целом характерные особенности пачек баженовской свиты в Центральном районе, выделенных нами и описанных в статье И.В. Панченко с соавторами (2016), являются близкими. В Юго-Восточном и Северном районах наблюдается заметное увеличение глинистости пород, что, собственно, и должно быть, учитывая большую близость этих районов к береговой линии.

Отдельного внимания заслуживает обсуждение имеющихся палеонтологических определений, позволяющих в меру охарактеризованности разрезов находками фоссилий сравнить стратиграфический диапазон одноименных пачек в разных районах и тем самым ответить на вопрос – имеется ли и насколько выражено возрастное скольжение их границ?

Возрастные диапазоны пачек 1–6, рассмотренные в методическом разделе настоящей работы, установлены И.В. Панченко с соавторами (2016, 2021) на основании палеонтологических находок в керне скважин, пробуренных близ изученных нами скважин профиля 1 Центрального района, т.е. на территории Мансийской синеклизы и ее окрестностей. Существующие определения аммонитов, характеризующие верхи пачки 2, пачку 3 и нижнюю часть пачки 4 в разрезах баженовской свиты в скв. 1017 Горшковской пл. и скв. 1183 Северо-Салымской пл. профиля 1 (ДМ_1 и рис. 3), не противоречат сделанным этими авторами выводам. Обращают на себя внимание самые верхние находки макрофауны – средневолжского аммонита Epilaugeites cf. vogulicus (Алифиров, 2010) в верхах пачки 4 в скв. 1017 Горшковской пл. (обр. 1 на рис. 3) и двустворок Buchia fischeriana в средней части пачки 5 в скв. 1183 Северо-Салымской пл. (обр. 4 на рис. 3). Представители B. fischeriana могут встречаться в интервале от верхней части средневолжского подъяруса до нижней части рязанского яруса, однако наиболее характерны для верхневолжского подъяруса (Захаров, 1981). По последним данным (Панченко и др., 2021), пачка 4 в типовой местности отвечает преимущественно верхневолжскому подъярусу–низам рязанского яруса, тогда как пачка 5 охватывает большую часть рязанского яруса–низы валанжина (зона Hectoroceras kochi–низы зоны Neotollia klimovskensis). Выше отмеченные находки указывают на поздневолжское время как на более вероятное время начала образования пачки 5 в пределах Мансийской синеклизы, по крайней мере на отдельных ее площадях. Палеонтологические данные по скважинам профиля 2 Центрального района (скв. 187 Новоортъягунской пл., скв. 2368 Северо-Покачевской пл.), а именно находки двустворок Buchia unschensis (характерны для переходного волжско-рязанского интервала) в пачках 5 и 6 (обр. 1, 2, 4 на рис. 4), а также раннерязанского аммонита Praetollia sp. в нижней части пачки 6 (обр. 3 на рис. 4), свидетельствуют о более древнем возрасте двух верхних пачек, нежели переходный рязанско-валанжинский интервал (Панченко и др., 2016, 2021). Определенно образование пачки 5 происходило не с самого начала поздневолжского времени, поскольку B. unschensis обнаружен также в верхах пачки 4 в скв. 2368 Северо-Покачевской пл. (обр. 5 на рис. 4), а в осадочных толщах этот вид появляется выше основания верхневолжского подъяруса (Захаров, 1981). Находки аммонита и двустворок ограничивают время образования пачки 6 на территории профиля 2 первой половиной рязанского века.

Несмотря на сравнительно частую встречаемость макрофоссилий в керне скважин профиля 3 Юго-Восточного района, точное положение их находок в разрезах баженовской свиты известно только для скв. 1 Полонской пл. и скв. 2287 Первомайской пл., где они датируют отдельные интервалы пачек 2 и 4 (ДМ_1 и рис. 5). При этом находка аммонита Strajevskya sp. ind. (? cf. hypophantiformis) в керне скв. 1 Полонской пл. (Брадучан и др., 1984) свидетельствует о соответствии средней части пачки 2 нижней части средневолжского подъяруса в пределах зон Pavlovia iatriensis–Dorsoplanites ilovaiskii, что не согласуется с датировкой по Центральному району (Панченко и др., 2016, 2021). Однако данный аммонит (обр. 5 на рис. 5) не был изображен, что исключает возможность проверки точности определения. В дополнение к приведенной на рис. 5 и ДМ_1 информации следует отметить, что в скв. 2 Полонской пл. в пределах инт. 2491.8–2493.5 м куломзинской свиты были найдены двустворки Buchia volgensis (Брадучан и др., 1986, табл. 39, фиг. 10; Вячкилева и др., 1990, табл. 28, фиг. 3), B. cf. volgensis (Вячкилева и др., 1990, табл. 28, фиг. 8) и B. cf. okensis (Брадучан и др., 1986), совместно встречающиеся в зоне Hectoroceras kochi и низах вышележащей зоны Surites analogus. Из данного интервала в нашем распоряжении, к сожалению, керна не было. Находки рязанского вида B. volgensis имеются и в нижней части мегионской свиты в скв. 2287 Первомайской пл. (обр. 7 на рис. 5), перекрывающей здесь пачку 4. Последняя в своей средней части содержит остатки (обр. 8 на рис. 5) поздневолжских аммонитов ?Craspedites ex gr. taimyrensis (Алифиров, 2010). В разрезах профиля 4 Юго-Восточного района макрофоссилии найдены в пачках 1–3 баженовской свиты (ДМ_1 и рис. 6). На Арчинской пл. в нижней части куломзинской свиты обнаружен аммонит H. cf. kochi (обр. 1 на рис. 6), а в 2 метрах ниже – ?Praetollia (обр. 2 на рис. 6). Таким образом, судя по палеонтологическим данным, в Юго-Восточном районе седиментация баженовской свиты прекратилась до

или в фазу H. kochi рязанского века, т.е. раньше, чем в приобской части Центрального района, где образование обогащенных ОВ осадков (>5%) фиксируется вплоть до начала раннего валанжина (Панченко и др., 2015, 2016). Данное заключение подтверждается публикациями предыдущих исследователей о скользящем характере верхней границы баженовской свиты (Гольберт и др., 1971; Брадучан и др., 1986; Решения..., 1991; Региональные..., 2005 и др.).

Обратим внимание, что по возрасту нижней части пачки 5 в разрезах профиля 1 (в пределах баженовского горизонта) соответствует последовательность пачек 5–6 в разрезах профиля 2 Центрального района, а в разрезах профилей 3 и 4 Юго-Восточного района эти отложения фациально замещаются верхней частью пачки 4 (рис. 2). Верхняя часть пачки 5 и пачка 6 (в пределах куломзинского горизонта), позднерязанско-ранневаланжинский возраст которых нами для профиля 1 принимается по данным (Панченко и др., 2021), в разрезах профилей 2–4 замещаются нижними слоями мегионской или куломзинской свит.

В Северном районе находки аммонитов в скв. Западно-Пурпейская 710, определенные как Praetollia sp. ind. и ?Hectoroceras cf. kochi (Бейзель и др., 2002), приходятся на пачку 5 (ДМ_1 и рис. 7). Вероятно, в Северном районе образование "кокколитофоридовой" пачки 5 баженовской свиты началось как минимум с начала рязанского века. К верхам пачки 4 в скв. Западно-Пурпейская 710 приурочены находки двустворок Buchia fischeriana и B. cf. russiensis (гл. 2938.1 м), совместно встречающихся в верхней части средневолжского подъяруса. Впрочем, определение последнего таксона в открытой номенклатуре не исключает и более позднего возраста вмещающих отложений, и прежде всего верхневолжский подъярус, в пределах которого вид B. fischeriana наиболее многочислен (Захаров, 1981). Судя по палеонтологическим данным из верхней части баженовской свиты в скв. 423 Сугмутской пл. (Шурыгин и др., 2000) и скв. 15 Ортъягунской пл. (Захаров и др., 1999; Маринов и др., 2009), наиболее вероятно, что седиментация баженовской свиты в пределах северо-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы, как и на большей части территории ее распространения, завершилась в первую половину рязанского века.

ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ

Модели осадконакопления баженовской свиты

Пространственно-временные закономерности формирования баженовской свиты представлены в серии моделей, разработанных для Центрального, Юго-Восточного и Северного районов по результатам детального анализа корреляционных профилей разрезов. Большинство этапов в седиментационных моделях соответствует времени образования отдельных пачек (рис. 8). Рассматриваемые районы отличаются по числу изученных разрезов, степени их охарактеризованности керном, а также временем завершения накопления обогащенных ОВ осадков и их разностей. Например, разрезы Большехетско-Южно-Надымского профиля 5 в наименьшей степени охарактеризованы керном, в связи с чем в модели осадконакопления баженовской свиты Северного района отражено только два этапа, соответствующих времени образования пачек 1–3 и 4–6. Учитывается также, что наиболее позднее время завершения седиментации баженовской свиты приходится на территорию Мансийского профиля 1 – в начале раннего валанжина, что соответствует окончанию куломзинского времени. Для Юго-Восточного района отдельно охарактеризован переходный рязанско-валанжинский этап образования нижней части мегионской и куломзинской свит (куломзинское время). Описание седиментационных моделей подчинено хронологическому порядку в соизмерении со стадиями формирования баженовского и куломзинского региональных горизонтов и с учетом изменения возрастных границ пачек баженовской свиты по латерали.

По данным Б. Хака (Haq, 2014, 2018), в интервале поздней юры–первой половины раннего мела эвстатический уровень моря достиг максимума в позднем кимеридже–раннем титоне. С этим событием совпадает углубление Западно-Сибирского бассейна при переходе от кимериджа к ранневолжскому времени (Булынникова и др., 1978; Филина и др., 1984; Захаров и др., 1998 и др.). Практически все исследователи сходятся во мнении, что в волжском веке Западно-Сибирский бассейн достиг максимума трансгрессии, преимущественно за счет затопления юго-восточных и южных территорий Западной Сибири. Согласно С.Г. Ершову (2016), скорость тектонического погружения дна Западно-Сибирского бассейна в течение всего времени седиментации баженовской свиты не превышала нескольких м/млн лет и заметно увеличилась лишь в валанжине. В связи с этим углубление бассейна полностью связать с прогибанием дна не представляется возможным. Эвстатические изменения, по-видимому, также сказывались в регионе (Захаров и др., 1998; Ершов, 2016). Стоит также отметить, что в пределах изученной нами территории наиболее глубоководная зона на протяжении поздней юры–первой половины раннего мела стабильно устанавливается в области Мансийской синеклизы (профиль 1) Центрального района (Конторович и др., 2013, 2014). Климат в конце юры–начале мела в Западной Сибири был субтропическим – семиаридным на юге и семигумидным на севере (Захаров, 2006 и др.).

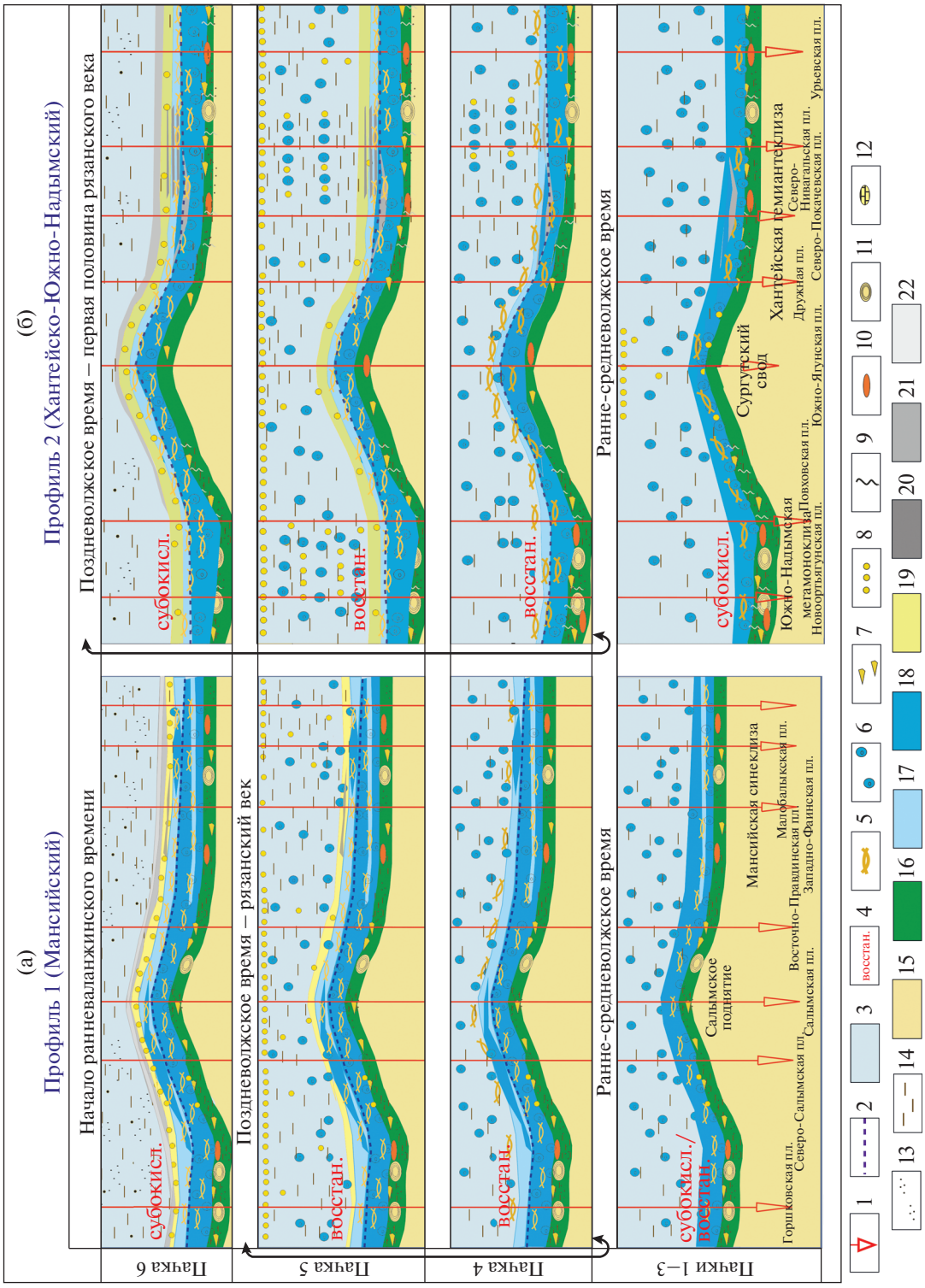
Ранне-средневолжское время (первая половина баженовского времени). В результате анализа различий литолого-геохимического состава пород георгиевского горизонта и баженовской свиты выявлено, что после углубления и расширения площади акватории и, как следствие, удаления источников сноса терригенного материала на обширной территории началось накопление биогенно-кремниевых илов, привнос глинистого материала сократился (рис. 8). Как отмечено ранее, основными продуцентами кремнезема являлись радиолярии и кремниевые губки (Брадучан и др., 1986; Амон и др., 2021). В Центральном районе и на некоторых структурах Юго-Восточного района (например, Ледянская мезоседловина, Каймысовский и Александровский своды, Нюрольская мегавпадина) привнос глинистого материала был минимальным, на остальных структурах (Усть-Тымская мегавпадина, Обь-Васюганская гряда) доля терригенного глинистого материала, поступавшего в осадок, была несколько повышена (25–30% от общего состава осадка). В Северном районе накопление кремнистых илов происходило лишь в короткие периоды; в целом преобладала седиментация, при которой доля терригенных глинистых осадков преобладала над биогенными кремниевыми. На крайних северных площадях (Медвежья пл.) происходила преимущественно терригенная седиментация.

Во всех изученных районах при переходе от георгиевского к баженовскому горизонту наблюдается смена глауконитовых аргиллитов, песчаников и алевролитов с прослоями карбонатов, обедненных ОВ (<1%), на преимущественно биогенно-кремниевые или кремнисто-глинистые породы с относительно более высоким содержанием ОВ (4–7%). При этом достаточно резко происходит изменение состава аутигенных минералов: фосфориты и глауконит в георгиевской свите сменяются на пирит в баженовской свите, одновременно наблюдается практически полное исчезновение следов жизнедеятельности организмов. Все это свидетельствует о начале смены окислительного режима придонных вод на восстановительный, который способствовал сохранению ОВ. Лишь в некоторых разрезах баженовской свиты в ее нижней части присутствуют редкие зерна глауконита и фосфорита: по-видимому, смена физико-химической обстановки вследствие действия локальных факторов произошла здесь не столь резко.

Согласно полученным редокс-показателям, в начале рассматриваемого этапа условия в придонных водах в Центральном районе были субокислительными, в Юго-Восточном и Северном районах – субокислительными, временами – окислительными. Ближе к концу этого этапа в Центральном и Юго-Восточном районах постепенно устанавливался восстановительный режим.

В средневолжское время фиксируется периодическое распространение (в основном на возвышенных участках дна палеобассейна) бентоса, в частности двустворок (Булынникова и др., 1978; Захаров, Сакс, 1983; Панченко и др., 2016), свидетельствующее о временной аэрации придонных вод. Во второй половине этого времени примечательными событиями являются эпизоды интенсификации накопления биогенного кремниевого материала (до 80%). В интервале пачек 1–3 наблюдается несколько радиоляритовых прослоев мощностью от 0.5–1 до 3 м. Обычно они залегают в кровле пачек (рис. 3–7). Предположительно, эти горизонты отражают периоды массового распространения и/или гибели радиолярий, обусловленные влиянием разных факторов (редокс-обстановок, замутненности вод и пр.). По мнению В.Д. Немовой (2012), биогенные радиоляритовые слои фиксируют в разрезе баженовского горизонта периоды проникновения арктических вод в Западно-Сибирский бассейн, что, как предполагается, способствовало вспышкам биопродуктивности планктона. Существование радиоляритового горизонта в нижней части баженовской свиты отмечалось ранее (Гурова, Казаринов, 1962; Панченко и др., 2015; Эдер и др., 2015; Калмыков, 2016). Этот горизонт характеризуется пониженным содержанием глинистого материала и, в ряде разрезов, ОВ по сравнению с вмещающими кремнистыми породами. Формирование “радиоляритовой” пачки 3

Рис. 8. Модели осадконакопления баженовской свиты на территории исследования.
(а) – Центральный район (профиль 1 Мансийский), (б) – Центральный район (профиль 2 Хантейско-Южно-Надымский), (в) – Юго-Восточный район (профиль 3 Колтогорско-Усть-Тымский), (г) – Юго-Восточный район (профиль 4 Нюрольско-Межовский), (д) – Северный район (профиль 5 Большехетско-Южно-Надымский).
Условные обозначения: 1 – разрезы скважин на профиле; 2 – граница между нижней и верхней толщами баженовской свиты; 3 – толща воды; 4 – окислительно-восстановительный режим придонных вод и верхней части осадка (окисл. – окислительный, восстан. – восстановительный, субокисл. – субокислительный); 5 – двустворчатые моллюски; 6 – радиолярии; 7 – ростры белемнитов; 8 – кокколитофориды; 9 – ходы инфауны; 10 – фосфатные конкреции; 11 – карбонатные онколиты с родохрозитом; 12 – карбонатные конкреции; 13 – алевритовый материал; 14 – глинистый материал; 15 – терригенные осадки васюганского и доваюганского времени; 16 – терригенные и терригенно-карбонатные осадки с глауконитом георгиевского времени; 17–22 – биогенные и терригенные осадки баженовского и куломзинского времени: 17–20 – преимущественно биогенные: 17 – глинисто-кремниевые, ОВ >10%; 18 – кремниевые, в различной степени обогащенные ОВ; 19 – карбонатно-кремнистые, ОВ >10%; 20 – глинисто-кремнистые, с близким соотношением глинистого материала и кремнезема, ОВ >10%; 21–22 – преимущественно терригенные: 21 – кремнисто-глинистые, ОВ <10%; 22 – преимущественно глинистые, ОВ <10%.



(по времени примерно отвечает фазе Epilaugeites vogulicus по (Панченко и др., 2015, 2016)), предположительно, увязывалось с максимумом затопления Западно-Сибирского бассейна (Панченко и др., 2015; Эдер и др., 2015; Калмыков, 2016). Однако сопоставление возраста пачек и кривых изменения уровня моря (Haq, 2018; Gradstein et al., 2020) не подтверждает это предположение. Как можно видеть (рис. 2), заключительная фаза высокого стояния уровня моря приходится на начало обра-

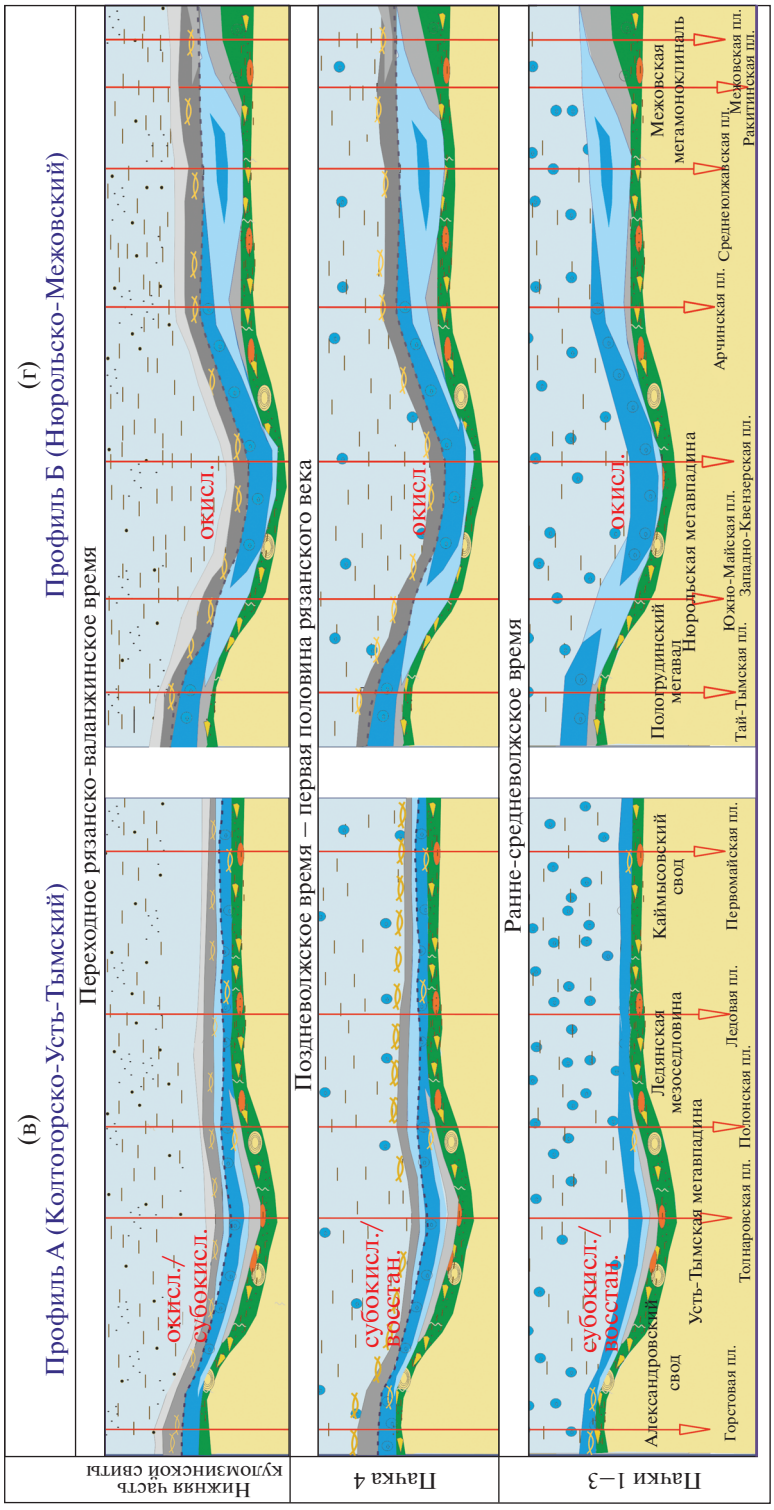


Рис. 8. Продолжение

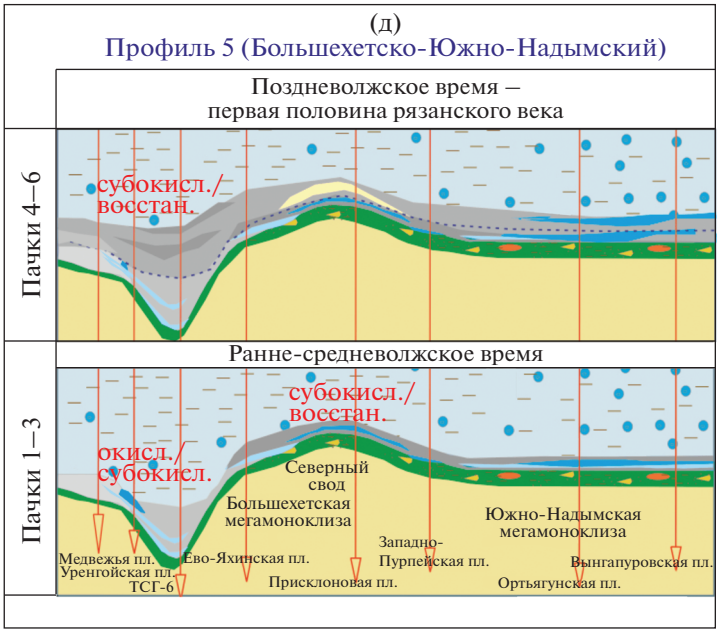


Рис. 8. Окончание

зования силицитово-радиоляритовой пачки 1 (ранневолжские слои с Pectinatites), после чего уровень Мирового океана начинает постепенно снижаться. Возможно, сформировавшиеся в ранневолжское время в Западно-Сибирском бассейне глубоководные обстановки некоторое время продолжали благоприятствовать интенсивному обмену водными массами с Арктическим бассейном, что, в свою очередь, могло способствовать подъему питательных веществ в более высокие слои воды (по модели Н.М. Страхова (1976) для Черного моря) и расцвету радиолярий.

Карбонатонакопление на начальном этапе образования баженовской свиты было пониженным (Гурова, Казаринов, 1962). Не исключается существование в поверхностных водах палеобассейна известкового наннопланктона, что подтверждается находками кокколитов, главным образом, в пачке 1 баженовской свиты на Северо-Салымской и Южно-Ягунской пл. (Эдер и др., 2019), а также на Полонской и Арчинской пл. (рис. 3–6). Сложно оценить масштабы распространения кокколитофорид в рассматриваемый период, так как карбонатный материал, слагающий наннофоссилии, возможно, не мог отложиться вследствие кислой среды. Такой средой являлись придонные воды и поровые воды донных осадков, насыщенные кремнеземом в растворенном виде. На некоторых площадях нижняя часть баженовской свиты характеризуется повышенным содержанием кальцита. Это объясняется широким развитием процессов карбонатизации главным образом по радиоляритам. Источником карбонатного материала, с одной стороны, могли служить аммониты и двустворки, раковины которых, судя по частой встречаемости прослоев, содержащих лишь их отпечатки, подвергались растворению. С другой стороны, это мог быть уже упомянутый известковый наннопланктон.

Поздневолжское время–первая половина рязанского века (вторая половина баженовского времени). На этом этапе, фактически начавшемся с конца средневолжского времени, происходило некоторое уменьшение глубин палеобассейна, что наиболее выражено в Юго-Восточном районе, где увеличился привнос глинистого материала (содержание его в породах меняется с 10–15 до 30%). Это соотносится с кривой изменения уровня моря (Haq, 2014, 2018) и связано с большей близостью данной территории к источникам сноса по сравнению с Центральным районом, в котором доля поступавшего глинистого материала была незначительной. В то же время из анализа доли глинистости и кремнистости пород баженовской свиты Юго-Восточного и Северного районов можно сделать вывод, что Северный район был наиболее приближен к источникам сноса. Здесь, как и ранее, продолжало преобладать терригенное осадконакопление (рис. 8д).

В Центральном районе в конце волжского века отчетливо наблюдалась смена биогенной кремниевой седиментации (радиоляриевые или близкие к ним по составу осадки) на карбонатно-кремнистую (обогащенные кокколитами осадки) (рис. 2, 8а, 8б). Безусловное господство радиолярий на протяжении длительного периода времени в планктоне этой зоны палеобассейна закончилось, и далее здесь происходил расцвет кокколитофорид.

Только в районе Мансийской синеклизы на отдельных, возможно наиболее глубоководных, участках (Панченко и др., 2021) на протяжении всего рассматриваемого этапа продолжалось биогенное кремненакопление. Заметим, что кокколитофориды упоминались различными авторами с начала изучения баженовской свиты. Так, по мнению В.Н. Векшиной (1962а), М.Ю. Зубкова и М.Ю. Дорониной (1982), поставщиком кальцита, помимо макро- и микрофауны, были планктонные водоросли. Детальному изучению реликтов кокколитофорид в баженовской свите посвятили свои работы В.Н. Векшина (1962а, 1962б) и Ю.Н. Занин с соавторами (Zanin et al., 2012). Последние авторы описали шесть видов из четырех родов кокколитофорид (Ellipsagelosphaera, Watznaueria, Cyclagelosphaera, Tetralithus), установленных на гл. 2770 м в скв. 8155 Северо-Нивагальской пл. (рис. 4). Впервые массовое появление в Западно-Сибирском бассейне кокколитофорид вблизи волжско-рязанского рубежа было отмечено Г.С. Ясовичем и М.Д. Поплавской (1975), которые также указали на одновременное снижение численности радиолярий, широко распространенных во внутренней части палеобассейна с конца ранневолжского времени (Векшина, 1962а; Захаров, Сакс, 1983; Брадучан и др., 1986 и др.). Эти выводы были подтверждены и более поздними исследованиями (Предтеченская и др., 2006; Панченко и др., 2015, 2016). В мировом масштабе кризис в развитии радиолярий пришелся на конец юры (Afanasieva, Amon, 2006), в Западно-Сибирском бассейне происходила смена их ассоциаций (Вишневская и др., 2020).

Широкое распространение на рассматриваемом этапе получают двустворки (особенно иноцерамы) и аммониты (Брадучан и др., 1986; Занин и др., 2005; Захаров, 2006; Маринов и др., 2006; Предтеченская и др., 2006; Панченко и др., 2015; Калмыков, 2016). По мнению В.А. Захарова (2006), резко возросшая в бентосе роль бухий и иноцерамов может косвенно свидетельствовать о поступлении арктических водных масс и временном улучшении аэрации придонных вод. По-видимому, на возвышенных участках дна палеобассейна периодически возникали условия, благоприятные для существования бентоса. В целом же, согласно полученным значениям СП и U_a пород баженовской свиты, в придонных водах Центрального и Юго-Восточного районов преобладали высоковосстановительные или близкие к ним условия, что согласуется с захоронением в этот период значительных масс ОВ и с диффузией из осадка H_2S по модели Н.М. Страхова (1976). В Северном районе условия седиментации на Уренгойской, Тюменской, Ево-Яхинской пл. так же, как и в предыдущий период, оставались субокислительными, временами окислительными, на Приксловой и Западно-Пурпейской пл. – восстановительными, периодами субокислительными.

В Центральном и Юго-Восточном районах на фоне преобладания биогенной седиментации осаждались сравнительно большие массы ОВ, что подтверждается его высоким содержанием в породах (15–25%). Благоприятными для его накопления в осадках являлись несколько факторов: 1) спокойный гидродинамический и тектонический режимы, обеспечивающие застойный режим придонных вод, что способствовало образованию восстановительных условий; 2) минимальный терригенный привнос вследствие нивелировки рельефа на суше; 3) вынос многих элементов с областей сноса в виде взвесей в период ослабленного привноса терригенного материала; 4) высокая биопродуктивность (Булынникова и др., 1978; Захаров, 2006 и др.). Поставщиком питательных веществ (азот, фосфор и др.), необходимых для развития организмов, а также кремниевого и карбонатного вещества для строительства их скелетов являлся Урал, где в это время отсутствовали возвышенности, рельеф был сглаженным и были обнажены марганец-, кремнезем-, железосодержащие формации, из которых эти элементы постепенно выносились в баженовский палеобассейн (Гурова, Казаринов, 1962; Занин и др., 2003).

Как известно, кульминационным среди кратковременных флуктуаций уровня моря в берриасе является эвстатическое событие KBe3 в конце фазы Occitanica (Gradstein et al., 2020) – одно из значимых и широко фиксируемых падений уровня моря. Это событие приходится на рязанскую фазу Hectoroceras kochi. В это же время началось климатическое похолодание в бореальных бассейнах (Dzyuba et al., 2013), а на Хантейско-Южно-Надымском участке Центрального района, а также в Северном и Юго-Восточном районах Западно-Сибирского бассейна завершилось накопление баженовских осадков (рис. 2).

Вторая половина рязанского века (куломзинское время). Согласно данным (Haq, 2018; Gradstein et al., 2020), вслед за эвстатическим событием KBe3 продолжилось постепенное глобальное падение уровня моря. Зона образования “кокколитофоридовой” пачки 5 в начале рассматриваемого этапа, вероятно, распространилась по всей территории Мансийской синеклизы Центрального района; в частности, в разрезах скважин Верхнесалымской пл. граница между пачками 4 и 5 примерно приходится на зону Hectoroceras kochi (Панченко и др., 2021). Как показывают исследования, доля поступавшего на территорию Мансийской синеклизы терригенного материала, по сравнению с предыдущими этапами осадконакопления баженовской свиты, существенно не менялась, условия в придонных водах, по данным анализа СП и U_a, на протяжении всего времени

образования пачки 5 оставались высоковосстановительными (рис. 8а). Основными продуцентами ОВ и породообразующими организмами были кокколитофориды и радиолярии. В Юго-Восточном районе, где в рассматриваемом временном отрезке началось образование мегионской и куломзинской свит, условия в придонных водах были субокислительными до окислительных (рис. 8в, 8г).

Начало раннего валанжина (окончание куломзинского времени) ознаменовалось на территории Мансийской синеклизы переходом от заключительной стадии седиментации баженовской свиты к началу накопления материала перекрывающих отложений (рис. 8а). Данный этап пришелся на регрессивную стадию развития Западно-Сибирского бассейна, начавшуюся ранее, однако в валанжине регрессия заметно усилилась (Конторович и др., 2014). По мере развития регрессии с проградацией береговой линии, в центральную часть Западно-Сибирского бассейна стало поступать больше глинистого материала. В пачке 6 его содержание возрастает до 35% по сравнению с 15–20% в пачке 5. По-видимому, увеличение привноса терригенного материала создало условия, неблагоприятные (предположительно замутненность вод) для существования золотистых водорослей (кокколитофориды исчезают). Снизилась продуктивность и другой группы планктонных организмов – радиолярий. Накопление ОВ несколько сократилось (<10%).

В последующем еще больше увеличился привнос терригенного материала в Западно-Сибирский бассейн, что привело к полному прекращению седиментации баженовской свиты, в частности, на территории Мансийской синеклизы. Существенное сокращение концентрации ОВ в осадке (до 2–4%), по-видимому, было вызвано как его разубоживанием глинистым материалом, так и субокислительными условиями, способствовавшими его частичному окислению.

Феномен смены биогенной кремниевой седиментации на карбонатно-кремнистую в центральной части Западно-Сибирского бассейна в начале мела

Как было показано выше, в переходное волжско-рязанское время в центральной части Западно-Сибирского бассейна происходило изменение биогенной кремниевой седиментации на карбонатно-кремнистую, что было связано с расцветом кокколитофорид и снижением продуктивности радиолярий. Причины данного события давно интересуют исследователей баженовской свиты (Зубков, Доронина, 1982; Эдер и др., 2015 и др.). В частности, на основе исследования изменения соотношения количества минералов кремнезема и карбоната вверх по разрезу баженовской свиты и с учетом их преимущественно биогенного происхождения замечено, что осадки несут в себе свидетельства влияния резкой перестройки геохимии среды, произошедшей приблизительно во второй половине периода седиментации баженовской свиты, в связи с чем предположено появление условий, наиболее благоприятных для осаждения биогенных карбонатных осадков, а именно – повышение температуры морской воды и увеличение значений ее pH (Зубков, Доронина, 1982).

По имеющимся данным, в самом начале мела (переходное волжско-рязанское время) максимально высоких значений температура воды в Западно-Сибирском бассейне достигла в начале фазы Subcraspedites maurynijensis (= Chetaites chetae) поздневолжского времени и затем в фазу Chetaites sibiricus (= Praetollia maynci) рязанского века (Дзюба и др., 2018), после чего произошло снижение палеотемператур (Price, Mutterlose, 2004). Ввиду недостаточности палеонтологических датировок “кокколитофоридовой” пачки 5 в разрезах баженовской свиты строго увязать по времени расцвет кокколитофорид в Западно-Сибирском бассейне с изменением температурного фактора затруднительно. Исходя из имеющихся данных, можно лишь утверждать, что образование пачки 5 началось в поздневолжское время, но вряд ли с самого его начала. Кроме того, следует учитывать многокомпонентность обозначенного нами феномена. Так, немаловажным вопросом, касающимся уже меры кислотности вод в палеобассейне, является вопрос возможного существования на протяжении большей части волжского века агрессивной среды по отношению к карбонату кальция в придонном слое воды и поровых водах донных осадков вследствие высокой продуктивности радиолярий и, соответственно, больших объемов накапливаемого биогенного кремнезема. В связи с этим возникает другой вопрос – начался ли в конце волжского века расцвет кокколитофорид вследствие увеличения значений pH в поверхностном слое воды, или это все случилось ранее, а в конце волжского века и в рязанском веке лишь появилась благоприятная среда для захоронения кокколитофорид в осадке, что и предопределило массовые находки кокколитов в соответствующих отложениях? Не исключая возможности последнего сценария событий, который на данный момент не доказуем, рассмотрим, имелись ли предпосылки для развития в центральной части Западно-Сибирского бассейна известкового наннопланктона в массовом количестве с конца волжского века и не ранее.

Похожая, но более резко выраженная смена типов биогенной седиментации отмечалась на северо-западных окраинах океана Тетис, где она пришлась на конец поздней юры (т.е. произошла немного ранее, чем фиксируется в Западно-Сибирском бассейне): в позднем титоне на фоне

теплого климата и высокого содержания CO_2 в атмосфере биогенное кремненакопление прекратилось и происходило формирование пелагических известняков, включая кокколитофоридовые. Увеличение численности известкового наннопланктона при этом связывалось как с опусканием глубины карбонатной компенсации ниже дна океана (Weissert, Channell, 1989; Weissert, Erba, 2004), так и с изменением географического положения средиземноморских и ближневосточных регионов вследствие перемещения тектонических плит (Muttoni et al., 2005). В связи с этим особый интерес представляют этапы смены характера седиментации, наблюдаемые в начале раннего мела в бореальном эпиконтинентальном Западно-Сибирском море.

Как известно, вулканическая деятельность именно в течение продолжительного периода времени вследствие присутствия повышенного количества частиц пеплового материала в воздухе способна заметно сократить степень нагрева поверхности Земли и вызвать похолодание климата (Tennant et al., 2017 и др.). По данным И.В. Панченко и соавторов (2021), в Западной Сибири туффитовые и туфовые прослои приурочены к двум стратиграфическим интервалам баженовской свиты: к верхам средневолжского–низам верхневолжского подъярусов, а также к верхам зоны Praetollia maynci–низам зоны Surites analogus рязанского яруса. При этом предположено, что источник вулканизма мог находиться в Закавказье. Ко времени начала формирования туфогенных прослоев в Западной Сибири близок и эпизод вулканической активности в Североморском регионе, датированный по $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопным данным около 145 млн лет (Bergelin et al., 2011). Первый из отмеченных стратиграфических интервалов соотносим с кратковременным позднетитонским эпизодом похолодания (“cold snap”; Dera et al., 2011; Tennant et al., 2017 и др.), заметным и на сибирской изотопно-кислородной кривой по данным с п-ова Нордвик на отрезке для первой половины поздневолжского времени (Dzyuba et al., 2013; Zakharov et al., 2014). Второй интервал близок к началу более продолжительного этапа похолодания, регистрируемого с фазы Hectoroceras kochi рязанского века в арктических и субарктических регионах, что установлено по палинологическим данным в североморских разрезах (Abbink et al., 2001) и по O-изотопным данным в сибирских разрезах (Price, Mutterlose, 2004; Dzyuba et al., 2013), в частности на северо-западе Западной Сибири (рис. 2).

Позднетитонский “cold snap” предшествовал времени расцвета известкового наннопланктона в Западно-Сибирском бассейне, где на большей части Центрального района благоприятные обстановки для развития кокколитофорид (и/или сохранения кокколитов в осадке), наиболее вероятно, сложились ближе к концу поздневолжского времени, т.е. в самом начале раннего мела на финальной стадии потепления (рис. 2). Более поздняя смена биогенной кремниевой седиментации на карбонатно-кремнистую в начале рязанской фазы Hectoroceras kochi, например, на территории современной Верхнесалымской пл. (Панченко и др., 2021), видимо, явление узколокальное. Можно предположить, что в конце поздней юры поверхностные воды бореального Западно-Сибирского моря благодаря существенно более низким, чем в Тетис, температурам и, как следствие, более высокой способности поглощать CO_2 еще оставались агрессивными по отношению к карбонату кальция. Лишь на фоне климатического оптимума в самом начале раннего мела вслед за вероятным изменением динамики потоков CO_2 в системе океан–атмосфера степень насыщения поверхностных вод карбонатом кальция в центральной части Западно-Сибирского моря стала достаточной для массового развития кокколитофорид. К глобальному дисбалансу CO_2 в атмосфере, вплоть до усиленного парникового эффекта, потенциально могли приводить импактные события. По данным (Tennant et al., 2017), вблизи юрско-мелового рубежа известно по крайней мере три крупных импактных события, датированных 145 ± 2 (Южная Африка), 142.5 (Австралия) млн лет и началом рязанского века (Норвегия). В связи с этим не исключена роль парникового эффекта в финальной стадии потепления. В определенной мере на смене типов седиментации могли сказаться некоторое уменьшение глубин Западно-Сибирского бассейна (см. предыдущий раздел) и глобальный кризис в развитии радиолярий (Afanasieva, Amon, 2006).

По мере регрессии Западно-Сибирского бассейна и уменьшения его глубин зона массового распространения кокколитофорид оказалась ограниченной пелагиалью самой глубоководной зоны Центрального района (территория профиля 1 Мансийского), что наблюдается с начала фазы Hectoroceras kochi рязанского века вплоть до наступления валанжина. Видимо, необходимый баланс благоприятных факторов для существования известкового наннопланктона сложился в рассматриваемый отрезок времени именно в этой зоне Западно-Сибирского бассейна. Примечательно, что по времени это совпадает с началом продолжительного этапа похолодания. Следует предположить, что степень прогрева поверхностных вод все же оставалась достаточной для продолжения массового развития кокколитофорид.

Необходимо отметить, что вышеописанные тенденции изменения седиментации с кремниевой на карбонатно-кремнистую наблюдаются именно в Центральном районе, а также, возможно, западнее – в районе сочленения Красноле-

нинского свода и Фроловской мегавпадины, где в пределах тутлеймской свиты отмечена смена глинисто-кремниевых отложений на карбонатно-глинисто-кремниевые (Немова, 2012). Для Северного и Юго-Восточного районов масштабное распространение кокколитофорид не характерно, остатки этих организмов встречаются лишь в редких прослоях и в малых концентрациях. Исключение представляют единичные случаи в Северном районе (Присклоновая пл.), где находки кокколитов известны в верхах баженовской свиты (рис. 7).

ВЫВОДЫ

Одним из основных результатов представленной работы являются пять корреляционных профилей разрезов баженовской свиты, охватывающих 38 площадей глубокого бурения и построенных с использованием единой классификационной схемы пород и единых принципов выделения пачек в составе свиты. Данные профили отражают строение баженовской свиты и ее литостратиграфическое подразделение в Центральном, Юго-Восточном и Северном районах Западно-Сибирского бассейна. Имеющиеся к настоящему времени определения макрофоссилий позволили в ряде разрезов скважин датировать выделенные пачки и с разной степенью условности провести корреляцию наиболее крупных геологических событий разной природы. Палеонтологические данные свидетельствуют в пользу того, что на большей части территории исследований кровля баженовской свиты вне зависимости от количества выделяемых в ее составе пачек устанавливается в пределах средней части рязанского яруса. Вместе с тем в западной зоне Широтного Приобья, в частности в районе Мансийской синеклизы, кровля баженовской свиты поднимается до низов валанжина.

В Центральном и отчасти Северном районах (при хорошей охарактеризованности керном) снизу вверх по разрезу баженовской свиты распознаются шесть пачек: пачка 1, сложенная силицитами и радиоляритами; пачка 2, представленная преимущественно силицитами; пачка 3 “радиоляритовая”; пачка 4 “высокоуглеродистая”; пачка 5 “кокколитофоридовая”; пачка 6 “пиритовая”. Установлено, что стратиграфическое положение подошвы пачки 5 меняется по латерали от верхов верхневолжского подъяруса до основания зоны Hectoroceras kochi рязанского яруса, а положение подошвы пачки 6 – от средней части рязанского яруса до низов валанжина. В Юго-Восточном районе прослеживаются только нижние пачки 1–4, которые выполняют весь объем развитой здесь баженовской свиты. Отсутствие пачек 5 и 6 в составе баженовской свиты этого района интерпретируется нами как результат фациального замещения, а распознавание этих пачек в ряде разрезов Северного района требует дополнительных литолого-геохимических и биостратиграфических исследований. Границы территории распространения нетипичных по широте возрастного диапазона разрезов баженовской свиты (от волжского яруса до основания валанжинского яруса) еще нуждаются в уточнении.

Впервые разработаны седиментационные модели баженовской свиты, отражающие закономерности осадконакопления этой черносланцевой толщи на разных территориях и этапах седиментации в зависимости от особенностей палеорельефа, близости к источникам сноса, глобального изменения уровня моря, климатических флуктуаций.

Установлено, что на территории Мансийской синеклизы, северной части Хантейской гемиантеклизы и юго-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы (Центральный район) на протяжении большей части волжского века (и локально до начала рязанского) преобладала биогенная кремниевая седиментация (радиоляриевые или близкие к ним по составу осадки). Это происходило на фоне относительно высокого стояния уровня моря и теплого климата. В переходное волжско-рязанское время преимущественное развитие здесь получила карбонатно-кремнистая седиментация (обогащенные кокколитами осадки), что пришлось на финальную стадию потепления и предполагаемое понижение уровня моря. С начала фазы Hectoroceras kochi рязанского века до начала раннего валанжина на фоне постепенного эвстатического снижения уровня моря, вступления Западно-Сибирского бассейна в регрессивную стадию развития и некоторого похолодания в арктических и субарктических районах накопление карбонатно-кремнистых осадков продолжилось только в районе Мансийской синеклизы Центрального района. Преимущественно биогенная седиментация в существенной мере сказалась на образовании обогащенных ОВ пород.

В районе Колтогорско-Нюрольского желоба и примыкающих к нему положительных структур (Юго-Восточный район) на начальном этапе также происходило накопление преимущественно биогенных кремниевых осадков. В конце средневолжского времени несколько увеличился привнос глинистого материала, что связывается с относительной близостью этого района к источникам сноса и согласуется с некоторым снижением уровня Мирового океана и особенностями расселения бентоса в Западно-Сибирском бассейне.

Район северо-восточной части Южно-Надымской мегамоноклизы и Большехетской синеклизы (Северный район) во время седиментации баженовской свиты был наиболее приближен к источникам сноса. Здесь происходило главным образом накопление относительно слабо обогащенных ОВ

кремнисто-глинистых осадков с преобладанием терригенной компоненты над биогенной.

Условия в Центральном и Юго-Восточном районах на начальном этапе образования баженовской свиты были субокислительными, далее вплоть до первой половины рязанского века в придонных водах преобладали высоковосстановительные условия, способствовавшие хорошему сохранению ОВ в осадках. Во второй половине рязанского века и начале валанжинского в Центральном районе (Мансийская синеклиза) эти условия сохранялись, а в Юго-Восточном районе сменялись на субокислительные, и накопление баженовских отложений в этом районе прекратилось. В Северном районе условия седиментации баженовской свиты были преимущественно субокислительными/окислительными, за исключением современной территории Присклоновой и Западно-Пурпейской пл., где были распространены условия, близкие к восстановительным, временами – субокислительные.

Массовое распространение известкового наннопланктона в Центральном районе в конце волжского века, которое в наиболее глубоководных зонах сохранилось вплоть до начала валанжина, нами связывается с изменением палеогеографических и климатических условий на более благоприятные для его развития, а именно с уменьшением глубин в Западно-Сибирском бассейне, пертурбациями атмосферного CO_2 и климата. Это, в свою очередь, могло привести к изменениям динамики потоков CO_2 в системе океан–атмосфера и насыщению поверхностных вод карбонатом кальция в центральной части Западно-Сибирского бассейна. В других частях Западно-Сибирского бассейна воздействие этих факторов нивелировалось более интенсивным привносом терригенного материала, тогда как в центральной части в силу отсутствия разбавления карбонатной взвеси терригенной их воздействие на биоту проявилось более отчетливо. Вопрос изменения седиментации с кремниевой на карбонатно-кремнистую требует привлечения дополнительных данных и более подробного анализа. Авторы статьи приглашают заинтересованных коллег объединить усилия в его решении.

Благодарности. Авторы признательны И.В. Панченко за плодотворное сотрудничество при обсуждении критериев выделения пачек, А.Л. Бейзелю и С.В. Мелединой за оказанную помощь в поиске информации по определениям макрофоссилий, А.С. Алифирову, В.А. Захарову, А.Е. Игольникову и Б.Н. Шурыгину за предоставление палеонтологических заключений по ряду скважин. Отдельная благодарность Б.Н. Шурыгину за советы и замечания при обсуждении статьи. Авторы благодарны рецензентам В.С. Вишневской, М.А. Рогову и Е.В. Щепетовой за ценные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Минобрнауки России (госзадание) FWZZ-2022-0007 и FWZZ-2022-0004, а также является вкладом в проект UNESCO/IUGS/IGCP 679.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алифиров А.С. Аммонитовая шкала волжского яруса Западной Сибири и ее палеонтологическое обоснование // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 77–89.

Алифиров А.С. Аммониты, биостратиграфия и биогеография волжского яруса Западной Сибири. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. 200 с.

Амон Э.О., Вишневская В.С., Гатовский Ю.А., Жегалло Е.А. К вопросу о разнообразии микрофоссилий баженовского горизонта Западной Сибири (поздняя юра–ранний мел) // Георесурсы. 2021. Т. 23. № 3. С. 118–131.

Бейзель А.Л., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Ильина В.И., Лебедева Н.К., Левчук Л.К., Левчук М.А., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Ян П.А. Опорный разрез верхней юры и келловея севера Западной Сибири // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 9. С. 811–825.

Белкин В.И., Ефремов Е.П., Каптелинин Н.Д. Строение и нефтеносность баженовского резервуара // Литология и полезн. ископаемые. 1985. № 2. С. 27–31.

Брагин В.Ю., Дзюба О.С., Казанский А.Ю., Шурыгин Б.Н. Новые данные по магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 438–455.

Брадучан Ю.В., Вячкилева Н.П., Лебедев А.И., Месежников М.С. Палеонтологические данные для стратиграфии юры и мела Западной Сибири // Выделение и корреляция основных стратонов мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1984. С. 111–141.

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

Булынникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Конторович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С. Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1978. 86 с.

Векшина В.Н. Кокколитофориды марьяновской формации Западной-Сибирской плиты // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1962а. С. 101–103.

Векшина В.Н. Элементы палеогеографии мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности по данным анализа диатомовых водорослей, кокколитофорид // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1962б. С. 103–108.

Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А. Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 105–124.

Вячкилева Н.П., Климова И.Г., Турбина А.С., Брадучан Ю.В., Захаров В.А., Меледина С.В., Алейников А.Н. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. В 2-х томах. Том I. Стратиграфический очерк. Моллюски. М.: Недра, 1990. 286 с.

Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Климова И.Г. О возрастной миграции неокомских свит Западной Сибири // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. С. 4–9.

Гуляева Л.А. Осадки сероводородных бассейнов геологического прошлого // Докл. АН СССР. 1953. Т. XCII. № 5. С. 1019–1022.

Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность // Сов. геология. 1981. № 11. С. 3–12.

Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М.: Гостоптехиздат, 1962. 350 с.

Дзюба О.С. Белемниты (Cylindroteuthidae) и биостратиграфия средней и верхней юры Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. 203 с.

Дзюба О.С., Пещевицкая Е.Б., Урман О.С., Шурыгин Б.Н., Алифиров А.С., Игольников А.Е., Косенко И.Н. Разрез Маурынья как ключевой для приграничных юрско-меловых отложений мелководно-морского генезиса в Западной Сибири // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 1075–1105.

Ершов С.В. Палеобатиметрия позднеюрско-неокомского бассейна севера Западной Сибири и влияние на нее природных процессов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1548–1570.

Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Роль верхнеюрского–нижнемелового выветривания Урала в формировании отложений георгиевского и баженовского горизонтов Западно-Сибирской плиты // Вестн. ТГУ. Сер. науки о Земле (геология, география, метеорология, геодезия). Прил. 2003. Т. II. № 3. С. 257–259.

Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Некоторые аспекты формирования баженовской свиты в центральных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера. 2005. № 4. С. 118–135.

Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 367 с.

Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.

Захаров В.А., Сакс В.Н. Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983. С. 5–32.

Захаров В.А., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. Первая находка следов жизнедеятельности в высокоуглеродистых черных сланцах баженовской свиты Западной Сибири // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 402–405.

Захаров В.А., Казаненков В.А., Богомолов Ю.И., Лебедева Н.К., Маринов В.А., Карогодин Ю.Н., Пещевицкая Е.Б. Биостратиграфия неокома Северного Приобья Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1135–1148.

Захаров В.А., Боден Ф., Дзюба О.С., Дю В., Зверев К.В., Ренард М. Изотопные и палеоэкологические свидетельства высоких палеотемператур в кимеридже Приполярного Урала // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 1. С. 3–20.

Зубков М.Ю., Доронина Н.А. Геохимия пород баженовской свиты // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. С. 68–76.

Калмыков Г.А. Строение баженовского нефтегазоносного комплекса как основа прогноза дифференцированной нефтепродуктивности. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Москва, 2016. 50 с.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 972–1012.

Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1832–1845.

Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 745–776.

Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Эдер В.Г. Классификация пород баженовской свиты // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2034–2043.

Маринов В.А., Меледина С.В., Дзюба О.С., Урман О.С., Язикова О.В., Лучинина В.А., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Биофациальный анализ верхнеюрских и нижнемеловых отложений центральных районов Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 81–96.

Маринов В.А., Меледина С.В., Дзюба О.С., Урман О.С. Биостратиграфия верхней юры и нижнего мела центральной части Западной Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 12. Геология и геофизика. Прил. 2009. Т. 50. С. 119–142.

Немова В.Д. Условия формирования коллекторов в отложениях баженовского горизонта в районе сочленения Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 2. С. 1–14.

Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Шурекова О.В. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложе-

ниях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. № 2. С. 1–29.

Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Ильина М.В., Барабошкин Е.Ю., Ильин В.С. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 22–34.

Панченко И.В., Соболев И.Д., Рогов М.А., Латышев А.В. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский–рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2021. № 2. С. 144–183.

Полякова И.Д., Кроль Л.А., Перозио Г.Н., Предтеченская Е.А. Литолого-геохимическая классификация разрезов и седиментационная модель баженовской свиты // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 240–251.

Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Гурари Ф.Г., Сапьяник В.В., Перозио Г.Н., Малюшко Л.Д. О генезисе карбонатов в составе баженовской свиты центральных и юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2006. № 4. С. 131–148.

Региональные стратиграфические схемы триасовых, юрских и меловых отложений Западной Сибири, рассмотренные VI МРСС по мезозойским отложениям Западной Сибири 14–16 октября 2003 г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2005. 168 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (г. Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с., прил. 3 на 31 листе.

Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990 г.). Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 54 с.

Рогов М.А. Аммониты и инфразональная стратиграфия кимериджского и волжского ярусов Панбореальной надобласти. М.: ГИН РАН, 2021. 732 с.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.

Рыжкова С.В., Буриштейн Л.М., Ершов С.В., Казаненков В.А., Конторович А.Э., Конторович В.А., Нехаев А.Ю., Никитенко Б.Л., Фомин М.А., Шурыгин Б.Н., Бейзель А.Л., Борисов Е.В., Золотова О.В., Калинина Л.М., Пономарева Е.В. Баженовский горизонт Западной Сибири: строение, корреляция и толщины // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 1053–1074.

Рыжкова С.В., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Костырева Е.А., Сотнич И.С. Комплексная характеристика приграничных толщ баженовского и куломзинского горизонтов в центральном и юго-восточном районах Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы VIII Всеросс. совещания с международным участием. Онлайн-конференция (7–10 сентября 2020 г., г. Сыктывкар). Отв. ред. Захаров В.А. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 204–207.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С. Палеогеография и нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: Наука, 1984. 36 с.

Хабаров В.В., Барташевич О.В., Нелепченко О.М. Геолого-геофизическая характеристика и нефтеносность битуминозных пород баженовской свиты Западной Сибири. М.: ВИЭМС, 1981. 41 с.

Хоша В., Прунер П., Захаров В.А., Костак М., Шадима М., Рогов М., Шлехта С., Мазух М. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 3. С. 63–76.

Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. Граница юры и мела на севере Сибири и бореально-тетическая корреляция приграничных толщ // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 830–844.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Мелединa С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2000. 480 с.

Эдер В.Г. Пиритизация пород зон перехода черносланцевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2020. № 3. С. 257–271.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Ян П.А., Хабаров Е.М. Особенности формирования баженовской свиты на границе юры и мела в центральной части Западной Сибири // Литосфера. 2015. № 4. С. 17–32.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Жигульский И.А. Литология баженовской свиты в районах Хантейской гемиантеклизы и Межовского мегамыса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 87–96.

Эдер В.Г., Костырева Е.А., Юрченко А.Ю., Балушкина Н.С., Сотнич И.С., Козлова Е.В., Замирайлова А.Г., Савченко Н.И. Новые данные о литологии, органической геохимии и условиях формирования баженовской свиты Западной Сибири // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 2. С. 129–142.

Эдер В.Г., Рыжкова С.В., Костырева Е.А., Павлова М.А., Сотнич И.С., Замирайлова А.Г., Пономарева Е.В. Литолого-геохимические и геофизические особенности приграничных толщ баженовского и куломзинского горизонтов (основание нижнего мела) центральных районов Западной Сибири // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 7. С. 943–961.

Эдер В.Г., Балушкина Н.С., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Литолого-геохимические свидетельства катагенетических преобразований черных сланцев на примере баженовской свиты Западной Сибири // Вестн. МГУ. 2021. № 1. С. 58–71.

Ясович Г.С., Поплавская М.Д. К стратиграфии битуминозных отложений верхней юры и неокома Западно-

Сибирской равнины // Материалы по геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1975. С. 28–57.

Abbink O., Targarona J., Brinkhuis H., Visscher H. Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the Northern Sea // Glob. Planet. Change. 2001. V. 30. P. 231–256.

Afanasieva M.S., Amon E.O. Biotic Crises and Stages of Radiolarian Evolution in the Phanerozoic // Paleontol. J. 2006. Suppl. 4. V. 40. P. 453–467.

Bergelin I., Obst K., Soderlund U., Larsson K., Johansson L. Mesozoic rift magmatism in the North Sea region: $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of Scanian basalts and geochemical constraints // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2011. V. 100. P. 787–804.

Dera G., Brigaud B., Monna F., Laffont R., Pucéat E., Deconinck J.F., Pellenard P., Joachimski M.M., Durlet C. Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world // Geology. 2011. V. 39. № 3. P. 215–218.

Dzyuba O.S., Izokh O.P., Shurygin B.N. Carbon isotope excursions in Boreal Jurassic–Cretaceous boundary sections and their correlation potential // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2013. V. 381–382. P. 33–46.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (Eds.). Geologic Time Scale 2020. V. 2. Elsevier, 2020. P. 563–1280.

Haq B.U. Cretaceous eustasy revisited // Glob. Planet. Change. 2014. V. 113. P. 44–58.

Haq B.U. Jurassic sea-level variations: a reappraisal // GSA Today. 2018. V. 28. № 1. P. 4–10.

Igolnikov A.E., Rogov M.A., Alifirov A.S. Ryazanian (Boreal Berriasian) ammonite succession of the Nordvik section (Russian Arctic): revision and new data // Cretaceous ecosystems and their responses to paleoenvironmental changes in Asia and the Western Pacific. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2016. P. 89–92.

Ilyina V.I., Nikitenko B.L., Glinskikh L.A. Foraminifera and dinoflagellate cyst zonation and stratigraphy of the Callovian to Volgian reference section in the Tyumenskaya superdeep well (West Siberia, Russia). Micropalaeontol. Soc. Spec. Publ., 2005. P. 109–144.

Muttoni G., Erba E., Kent D.V., Bachtadse V. Mesozoic Alpine facies deposition as a result of past latitudinal plate motion // Nature. 2005. V. 434. P. 59–63.

Price G.D., Mutterlose J. Isotopic signals from late Jurassic–early Cretaceous (Volgian–Valanginian) sub-Arctic belemnites, Yatria River, Western Siberia // J. Geol. Soc. 2004. V. 161. № 6. P. 959–968.

Raiswell R., Buckley F., Berner R.A., Anderson T.F. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottomwater oxygenation // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. № 5. P. 812–819.

Tennant J.P., Mannion P.D., Upchurch P., Sutton M.D., Price G.D. Biotic and environmental dynamics through the Late Jurassic–Early Cretaceous transition: evidence for protracted faunal and ecological turnover // Biol. Rev. 2017. V. 92. P. 776–814.

Weissert H., Channell J.E.T. Tethyan carbonate carbon isotope stratigraphy across the Jurassic–Cretaceous boundary: an indicator of decelerated global carbon cycling? // Paleoceanography. 1989. V. 4. № 4. P. 483–494.

Weissert H., Erba E. Volcanism, CO_2, and paleoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record // J. Geol. Soc. 2004. V. 161. № 4. P. 695–702.

Wignall P.B., Myers K.J. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach // Geology. 1988. V. 16. P. 452–455.

Zakharov V.A., Rogov M.A., Dzyuba O.S., Žák K., Košťák M., Pruner P., Skupien P., Chadima M., Mazuch M., Nikitenko B.L. Palaeoenvironments and palaeoceanography changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Arctic realm: case study of the Nordvik section (north Siberia, Russia) // Polar Res. 2014. V. 33. 19714. https://doi.org/10.3402/polar.v33.19714

Zanin Yu.N., Zamirailova A.G., Eder V.G. Some Calcareous Nannofossils from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Bazhenov Formation of the West Siberian Marine Basin, Russia // Open Geol. J. 2012. № 6. P. 25–31.

Рецензенты М.А. Рогов,
Е.В. Щепетова, В.С. Вишневская

Lithostratigraphy and Depositional Environments of the Bazhenovo Formation (Western Siberia) in the Central, Southeastern and Northern Regions of Its Distribution

V. G. Eder[a, b, #], S. V. Ryzhkova[a, ##], O. S. Dzyuba[a], and A. G. Zamirailova[a]

[a] *Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

[b] *Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#] *e-mail: edervika@gmail.com*

[##] *e-mail: rizhkovasv@ipgg.sbras.ru*

On the basis of a comprehensive lithological and geochemical study, taking into account geophysical and paleontological data, a comparative analysis of the Jurassic-Cretaceous black shale (Bazhenovo Formation) sections of the West Siberian sedimentary basin are carried out for the conventionally identified Central, Southeastern and Northern regions. These studies are conducted using a unified classification scheme of rocks and unified principles for establishing members within the formation. Sedimentation models are developed, which reflect the spatio-temporal patterns of the deposition of the Bazhenovo Formation, depending

on the paleorelief, proximity to sediment sources, climatic fluctuations, and changes in sea level. It is established that the deposition of biogenic siliceous (radiolarian-rich) sediments predominated in the Central region during most of the Volgian (locally, up to the earliest Ryazanian). From the latest Volgian to the earliest Valanginian, calcareous-siliceous (coccolith-rich) sediments were predominately deposited here that contributed to the accumulation of a significant amount of organic matter. Within the Khantei hemianteclise and the southeastern part of the South Nadym megamonoclise of the Central region, the accumulation of calcareous-siliceous sediments was completed by the mid-Ryazanian. In the Southeastern region, the deposition of organic-enriched sediments stopped at the stage of accumulation of biogenic siliceous silts, and since the mid-Ryazanian the deposition of organic-depleted clays of the Megion and Kulomzino formations took place here. In the Northern region, there was mainly the accumulation of siliceous-clayey sediments, relatively weakly enriched in organic matter, with a predominance of the terrigenous component over the biogenic component due to the increased input of clay material into this zone of paleobasin. The formation of the Bazhenovo deposits here, probably, was completed in the first half of the Ryazanian.

Keywords: Bazhenovo Formation, lithology, well-logging data, paleontological data, sedimentary environments, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, Western Siberia

EDN: OUYHLG
СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2022, том 30, № 5, с. 75–98

УДК 551.782.11(479.22)

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ И ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТОТИПИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕГО МИОЦЕНА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА (КАРТЛИЙСКАЯ ДЕПРЕССИЯ, ГРУЗИЯ)

© 2022 г. С. В. Попов[1, *], Г. Н. Александрова[2], А. А. Воронина[3], Н. И. Запорожец[2], Л. А. Головина[2], К. П. Коиава[4]

[1]Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия
[2]Геологический институт РАН, Москва, Россия
[3]Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[4]Тбилисский государственный университет, Институт геологии им. А. Джанелидзе, Тбилиси, Грузия
**e-mail: serg.pop@mail.ru*

Поступила в редакцию 24.12.2021 г.
После доработки 25.02.2022 г.
Принята к публикации 05.03.2022 г.

По литологическому строению и составу моллюсков уплисцихская свита Картлийской депрессии подразделена на две подсвиты и пять пачек. Сакараульский и коцахурский горизонты (региоярусы) имеют отчетливое двучленное строение: более грубую песчано-гравийную нижнюю часть и более тонкую песчано-алеврито-глинистую верхнюю часть. Все эти подразделения закартированы в пределах Картлийской депрессии от г. Гори до г. Каспи. Состав диноцист и наннопланктона из разрезов Уплисцихе, Надарбазеви и Квахврели позволил скоррелировать стратиграфические подразделения Картлийской депрессии с зональными шкалами и шкалой Средиземноморья. Так, граница олигоцена/миоцена в разрезе Гори–Уплисцихе проведена в основании верхнеуплисцихской подсвиты по исчезновению зонального олигоценового вида наннопланктона Sphenolithus cyperoensis (NP25), при продолжающемся присутствии вида Triquetrorhabdulus carinatus (NN1), и по появлению комплекса тепловодных моллюсков с Cardita caliculata. Впервые выполненное исследование диноцист демонстрирует их применимость для стратиграфической корреляции комплексов раннего миоцена района Картлийской депрессии. Наличие некоторых таксонов-маркеров миоцена, таких как Chiropteridium galea, Cousteaudinium aubryae, Trinovantedinium harpagonium, позволяет провести корреляцию с биозонированием Центрального Паратетиса, датской части Северного моря и Атлантического побережья США. Комплекс диноцист из верхов нижнеуплисцихской подсвиты–нижней части верхнеуплисцихской подсвиты позволяет датировать этот интервал второй половиной хатта–аквитаном. Верхняя часть сакараула сопоставляется с зонами DN2–DN3 шкалы Атлантического побережья США и датируется второй половиной аквитана–частью бурдигала. Присутствие Cousteaudinium aubryae в средней части коцахура указывает на соответствие этого интервала разреза зоне DN4 Атлантического побережья США, зоне Cousteaudinium aubryae и отчасти зоне Labyrinthodinium truncatum датской части Северного моря, отнесенных к интервалу наннопланктонных зон NN4–NN5 (низы). Возраст этой части коцахура принимается как поздний бурдигал–часть лангия. Отсутствие эндемичных таксонов диноцист, в том числе в коцахурское время, которое считается этапом замыкания Восточного Паратетиса, предполагает продолжавшиеся связи моря с открытыми бассейнами. Полученные спорово-пыльцевые данные свидетельствуют о существовании в уплисцихское–раннесакараульское время лесного типа растительности в условиях теплого влажного климата и о похолодании климата в середине коцахура.

Ключевые слова: олигоцен, ранний миоцен, моллюски, диноцисты, наннопланктон, фораминиферы, биостратиграфия, условия осадконакопления, Восточная Грузия

DOI: 10.31857/S0869592X22050052

ВВЕДЕНИЕ

Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса разрабатывалась в основном на разрезах Южной Украины, Керченского и Таманского полуостровов, Предкавказья и Закаспия. Однако нижний миоцен в этих разрезах представлен монотонными глинистыми фациями верхнего майкопа, очень бедными ископаемыми остатками, накопившимися в условиях сероводородного заражения вод. В связи с этим

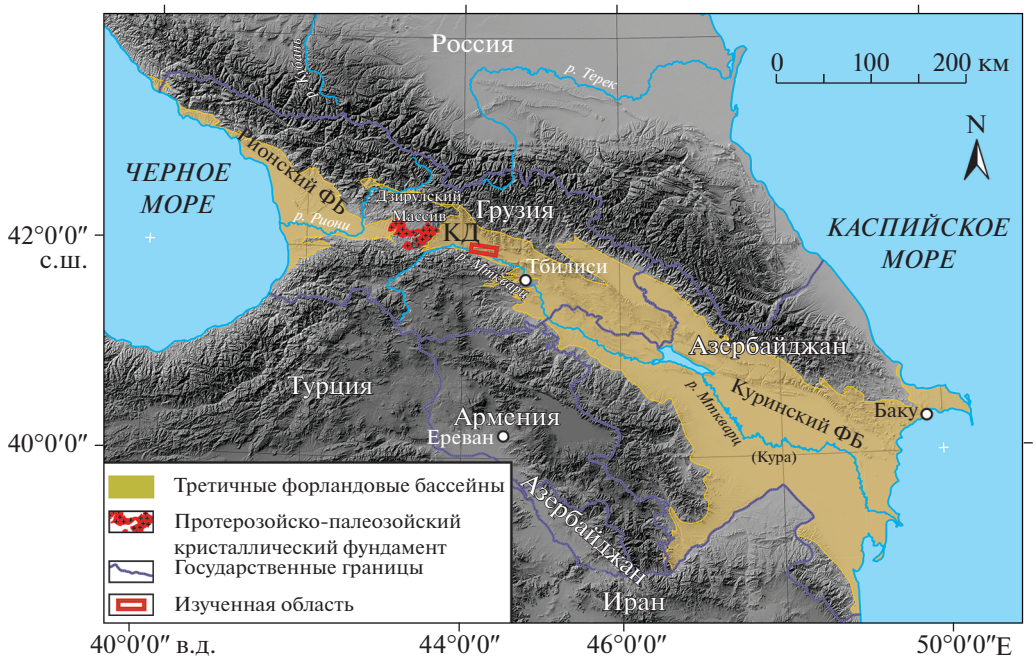


Рис. 1. Карта Кавказского региона с указанием кайнозойских форландовых бассейнов (по Bukhsianidze, Koiava, 2018). Топографическая основа с веб-платформы Геологической службы США (USGS). Сокращения: ФБ – форландовый бассейн, КД – Картлийская депрессия.

отложения оставались трудно стратифицируемыми и часто картировались нерасчлененным средним–верхним майкопом.

Стратотипическими для сакараульского и коцахурского горизонтов (региоярусов) нижнего миоцена стали разрезы Картлийской депрессии, которые, в отличие от предкавказских, представлены песчано-алевритовыми фациями и довольно полно охарактеризованы моллюсками (Давиташвили, 1933, 1934). По составу моллюсков сакараульские отложения считались морскими эвгалинными и сопоставлялись с бурдигальскими (Харатишвили, 1952) и с эггенбургскими Центрального Паратетиса (Неогеновая..., 1986; Невесская и др., 1993; Попов и др., 1993). Коцахурские отложения по эндемичному и опресненному составу моллюсков характеризовались как солоноватоводные (Давиташвили, 1934; Квалиашвили, 1962 и др.) и по общему составу эндемиков сопоставлялись с верхним оттнангом Центрального Паратетиса (Попов, Воронина, 1983).

Позднее в разрезах Картлийской депрессии был описан уплисцихский горизонт (Курцхалия и др., 1972), подстилающий сакараульские отложения. Установлено, что его верхняя часть также имеет раннемиоценовый возраст (Курцхалия, 1982; Попов и др., 1993). После официального признания кавказского региояруса в качестве нижнего региояруса нижнего миоцена (Неогеновая..., 1986; Унифицированная..., 2004) уплисцихский горизонт стал рассматриваться в ранге свиты.

Картлийская депрессия, стратотипическая для этих трех подразделений нижнего миоцена, расположена в среднем течении р. Мтквари и ограничена с севера горами Большого Кавказа, а с юга – Аджаро-Триалетским хребтом (рис. 1). Она представляет собой крупную синклиналь, заполненную морскими осадками эоцена, олигоцена, нижнего и среднего миоцена, а также континентальными отложениями верхнего миоцена и плиоцена. Наилучшие разрезы нижнего и среднего миоцена расположены вдоль южного борта депрессии на склонах и в балках левого берега р. Мтквари от Сурамского хребта до Южной Кахетии.

Закавказская часть позднемайкопского бассейна развивалась в тесной связи с основной Кавказско-Копетдагской частью Восточного Паратетиса, была заселена бентосной и фитопланктонной биотой того же происхождения, но отличалась более тепловодным составом фауны и более грубыми терригенными фациями, поступавшими с южного шельфа Малого Кавказа. В составе моллюсков как в олигоцене, так и в раннем миоцене значительно больше была доля субтропических родов, особенно для сакараульского времени, когда отчетливо ощущалось влияние Закавказского пролива в Восточное Средиземноморье и Месопотамию (Попов и др., 2009).

Геологией этого района, вслед за Л.Ш. Давиташвили, занимались М.И. Варенцов (1950), Д.А. Булейшвили (1960), Д.Ю. Папава (1967), Г.Д. Ананиашвили (1985) и др. Фауну моллюсков описывали

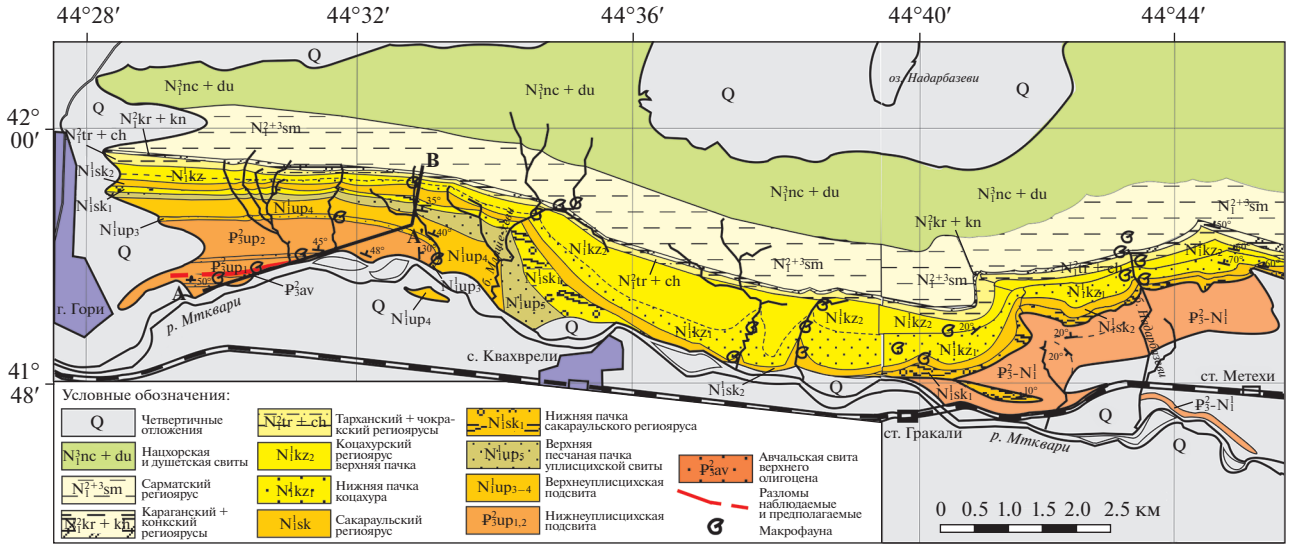


Рис. 2. Геологическая карта южного борта Картлийской депрессии к востоку от г. Гори (составлена А.А. Ворониной, С.В. Поповым, с корректировкой К. Коиава).

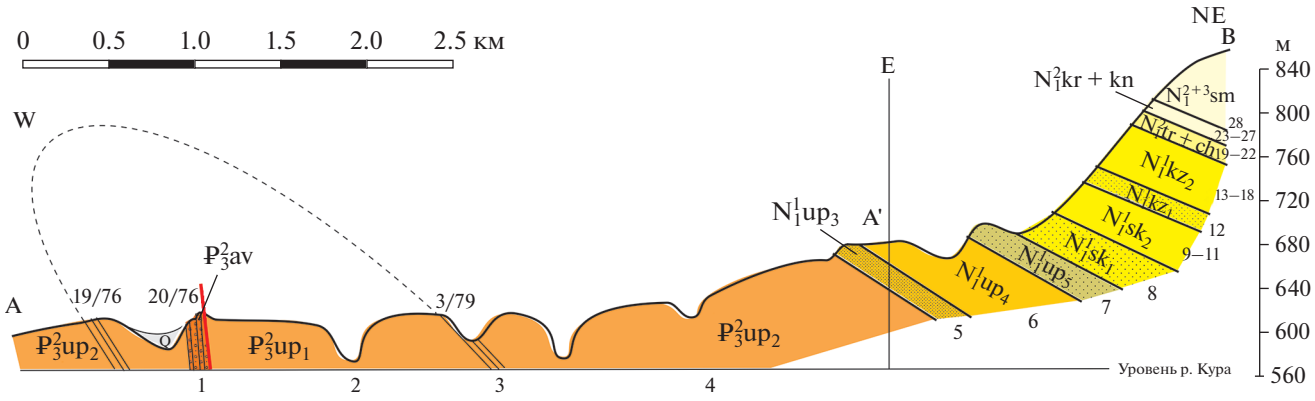


Рис. 3. Геологический профиль через ядро антиклинали Картлийской депрессии к востоку от г. Гори по линии А–А^1–В (составлен А.А. Ворониной, С.В. Поповым). Цифры сверху – номера образцов с фауной, цифры снизу – номера слоев разреза Гори–Уплисцихе, геологические индексы те же, что на рис. 2.

Л.Ш. Давиташвили (1934), Г.Д. Харатишвили (1952), Г.А. Квалиашвили (1962), Т.А. Курцхалия (1982), С.В. Попов, А.А. Воронина, И.А. Гончарова (1993) и др.; фораминиферы исследовали К.М. Арчвадзе (1955; Чубинишвили, Арчвадзе, 1958), О.И. Джанелидзе (1970), А.П. Печёнкина (Воронина и др., 1991); наннопланктон изучался Ц.Д. Минашвили (Ананиашвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017). В итоге было проведено расчленение этих стратотипических разрезов по моллюскам и дана характеристика уплисцихской части разреза по наннопланктону, фораминиферам и флоре.

Еще в конце 1970–1980-х годов А.А. Ворониной и С.В. Поповым была проведена геологическая съемка этого региона от города Гори до города Каспи (рис. 2), с выделением не только регионарусов и свит, но и основных литологических пачек. Хорошая обнаженность позволила использовать в качестве топографической основы аэрофотоснимки. Тогда же был составлен геологический профиль (рис. 3), собрана и изучена фауна моллюсков. Ранее были опубликованы лишь краткие результаты этой работы (Воронина и др., 1991; Попов и др., 1993).

В 2018–2019 гг. результаты этого картирования были значительно уточнены с применением космоснимков Google и Яндекс, с последующей проверкой на местности. По собранным в эти же годы образцам Н.И. Запорожец и Г.Н. Александровой были изучены палиноморфы (споры, пыльца, диноцисты и празинофиты). Образцы на фораминиферы, изученные К. Коиавой и Т.Н. Пинчук,

оказались пустыми. Автохтонный наннопланктон нами не обнаружен.

Цель статьи – впервые представить подробное литолого-стратиграфическое описание двух ключевых наиболее полных разрезов нижнего миоцена Картлийской депрессии: Гори–Уплисцихе и балки Надарбазеви. Первый из них является стратотипическим для уплисцихской свиты (Курцхалия и др., 1972), а разрез Надарбазеви был предложен в качестве гипостратотипа для сакараульского (Стратотипы..., 1975) и коцахурского (Попов, Воронина, 1983) регионарусов. На основе ранее собранных коллекций (как в этих разрезах, так и в соседних, скоррелированных с ними слой в слой) нами дается характеристика фауны моллюсков этих подразделений, а также подстилающих и перекрывающих отложений. Эти данные дополнены результатами палинологического изучения. Данные по фораминиферам удалось получить лишь для разреза уплисцихской свиты, они дополнены сведениями по прилегающим районам.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Основу предлагаемой статьи составляют ранее полученные А.А. Ворониной и С.В. Поповым материалы полевых геологических исследований разрезов Картлийской депрессии и моллюсков, затем дополненные изучением наннопланктона, фораминифер, палиноморф в разрезах Гори–Уплисцихе и Надарбазеви. Находки моллюсков довольно редки в изученных разрезах, более полно охарактеризована ими лишь коцахурская часть разрезов. Поэтому все исследованные разрезы в полосе г. Гори–г. Каспи были сопоставлены слой в слой путем отслеживания их на местности и на аэрофотоснимках. Благодаря такой методике, удалось получить их достаточно полную характеристику в сакараульской и коцахурской частях. Поэтому при их описании для различных слоев фигурируют разные местонахождения.

Наннопланктон был изучен в 20 образцах из разреза Гори–Уплисцихе [10 обр. из слоя 5 основания верхнеуплисцихской подсвиты и 10 обр. из интервала слоев 8–17 (сакараул–коцахур)]. Из коцахурских отложений разреза Надарбазеви изучено три образца. Исследования проводились как в мазковых (smear-slides) препаратах, приготовленных из необработанного образца, так и в мазковых препаратах из проб, обработанных по стандартной методике декантации (Музылев, 1980), в световом и поляризационном режимах с увеличением ×1600, при просмотре не менее 300 полей зрения (микроскоп JenaLumar Carl Zeiss).

Фораминиферы изучались по стандартной методике (Фурсенко, 1978). В рамках настоящего исследования нами были изучены 32 образца из разрезов сакараула и коцахура Уплисцихе и Надарбазеви, однако все они оказались пустыми.

Палинологические данные получены для 18 образцов: 1) терминальной части нижнеуплисцихской подсвиты (слой 4; обр. 0/19) и нижней части верхнеуплисцихской подсвиты (слои 5 и 6а; обр. 1/19, 2/19, 4/19) разреза Гори–Уплисцихе; 2) верхей части сакараульского регионаруса (слой 10; обр. NA-26, NA-27, NA-29) и средней части коцахурского регионаруса (слои 14 и 15; обр. NA-37, NA-40, NA-45) разреза Надарбазеви; 3) нижней части коцахурского регионаруса (пачки 2–7; обр. KV-02 KV-05, KV-06, KV-09, KV-14, KV-16, KV-21, KV-23) в разрезе Квахврели (рис. 4).

Палинологические образцы были подготовлены по методике химической обработки, принятой в лаборатории палеофлористики ГИН РАН и предусматривающей следующую последовательность: 1) обработка образцов 10%-ным раствором HCl для удаления карбонатов; 2) обработка образцов 5%-ным раствором $Na_4P_2O_7 \cdot H_2O$ и последующее отмучивание в дистиллированной воде от глинистых частиц; 3) центрифугирование полученного осадка в растворе тяжелой жидкости [$K_2(CdI_4)$] с удельным весом 2.25. Для удаления силикатных минералов проводили обработку мацерата HF. Полученный мацерат помещался для хранения в пробирки с глицерином. Просеивание мацерата не проводилось. Коллекция палинологических препаратов хранится в лаборатории палеофлористики Геологического института РАН, Москва.

Изучение палиноморф производилось в оптическом микроскопе Axiostarplus (Carl Zeiss) при рабочем увеличении ×400 и ×600. Подсчитывались (до 200 экземпляров на образец) все имеющиеся в образце виды палиноморф: споры и пыльца растений, цисты динофлагеллат, празинофиты, акритархи, внутренние органические оболочки фораминифер, зеленые водоросли, грибы. В случае малого количества палиноморф, подсчитывались все встреченные экземпляры. Видовые определения велись только для микрофитопланктона, споры и пыльца растений определялись до рода или семейства (в случае плохой сохранности).

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

Разрез Гори–Уплисцихе

Отложения уплисцихской свиты перекрывают корбуловые слои олигоцена и вскрываются в ядре антиклинали на левом берегу р. Мтквари, в 2.5 км от юго-восточной окраины г. Гори (рис. 2, 3). Далее эти отложения прослеживаются в обрывах и в устьевых частях балок левого берега, а верхи свиты, контакт с конгломератами основания сакараула и вышележащие осадки коцахура и среднего миоцена хорошо обнажены в балке Млаше-хеви у

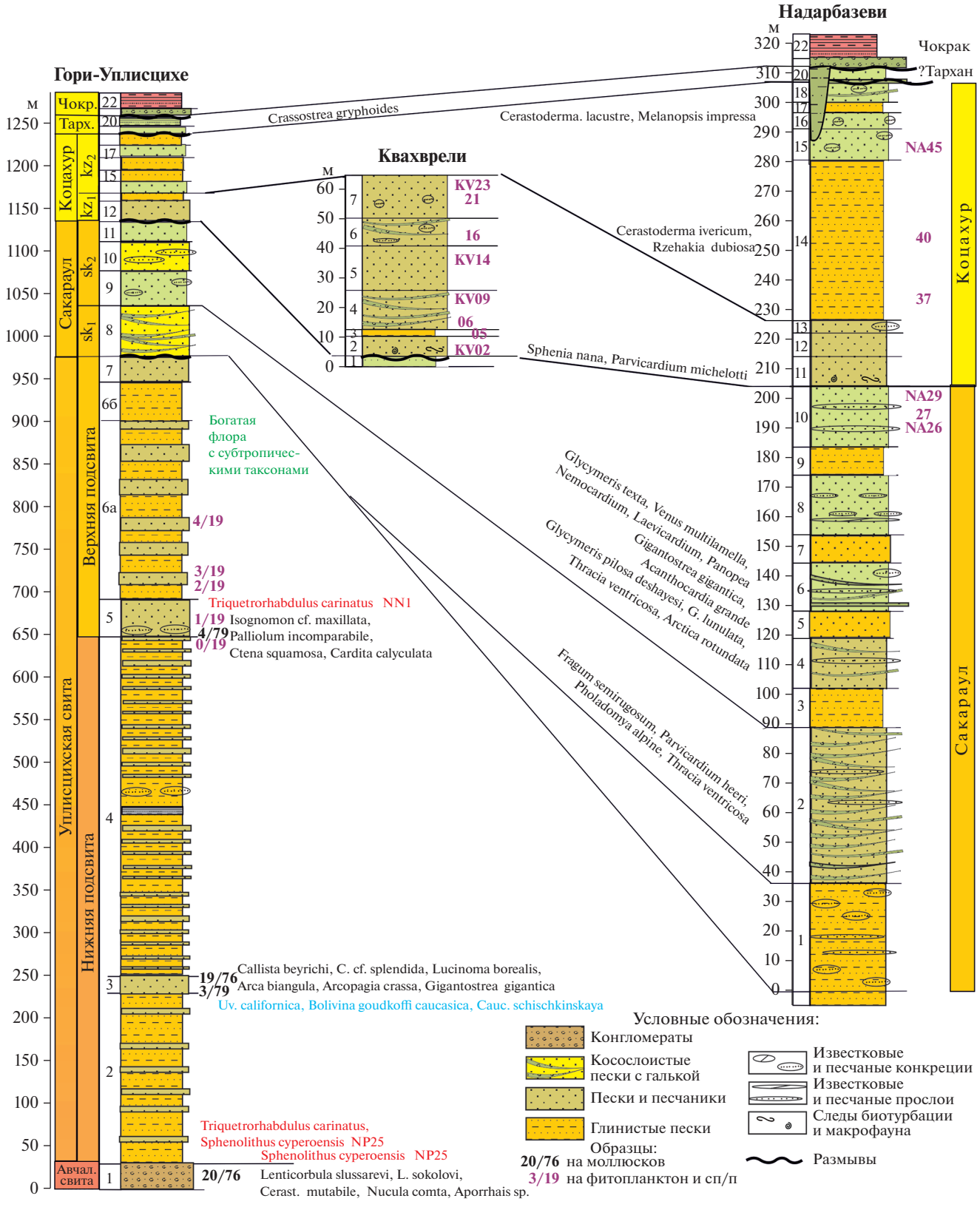


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов нижнего миоцена Картлийской депрессии Грузии. Сокращения: Чокр. – Чокрак, Тарх. – Тархан, Авчал. – верхнеавчальская подсвита. Справа от разрезов приведены номера образцов, слева – номера слоев. Разным цветом шрифта набраны названия разных групп фауны: черным – моллюски, красным – наннопланктон, синим – фораминиферы, зеленым – наземная флора.

развалин старого селения Уплисцихе. Разрез описан А.А. Ворониной, С.В. Поповым в 1978–1979 гг. (рис. 4):

1. **Верхнеавчальская подсвита или корбуловые слои ($P_3^2av_2$)**. Песчаники массивные, от мелко- до грубозернистых, с прослоями гравелитов, с лентикорбулами. Видимая мощность 30 м.

Нижнеуплисцихская подсвита ($P_3^2up_1$).

2. Толща "майкоповидных" песчанистых глин с многочисленными подчиненными прослоями песчаников до 0.5–1 м и песчаными конкрециями. Мощность по проложению и углам падения около 200 м.

3. Песчаники массивные, мелкозернистые, прослоями плотные, известковистые, с линзами гравелитов и конгломератов, переслаивающиеся с песчанистыми "майкоповидными" глинами, с налетом ярозита при выветривании. Мощность 20 м.

4. Толща флишоидного переслаивания глин тонкоплитчатых, песчанистых, карбонатных и песчаников карбонатных, косо- и волнистослоистых, от тонкозернистых микрослоистых до грубозернистых с прослоями и линзами гравелитов (ритмы по 0.1–0.5 м). В средней части этой толщи – прослой глин черных битуминозных (до 10 м), с септариевыми конкрециями, а выше – конкреционные песчаники (0.5–1.5 м), переслаивающиеся с глинами. Общая мощность толщи по проложению составляет около 400 м.

Верхнеуплисцихская подсвита ($N_1^1up_2$).

5. Песчаники мелкозернистые, с прослоями темных битуминозных глин с ярозитом. В основании – очень плотные известковистые конкреционные песчаники (до 1.5–2 м). Мощность 40–50 м.

6. Толща неравномерного переслаивания темных "майкоповидных" песчано-глинистых битуминозных пачек и более светлых песчаных пачек (до 8–10 м). Мощность около 200 м.

По неровному контакту, с гравелитом и мелкогалечным конгломератом в основании залегает:

7. Преимущественно песчаная толща карбонатных разнозернистых песчаников от плотных до рыхлых, с прослоями опесчаненных "майкоповидных" глин. Мощность до 100–120 м.

Далее разрез описан с перекрытием, по балке Млаше-хеви, с прослеживанием слоев в двух оврагах восточнее, ниже сел. Квахврели (рис. 2, 5):

Верхнеуплисцихская подсвита.

6а. Толща неравномерного переслаивания песчаников и темных песчано-глинистых битуминозных пачек. Мощность 180 м.

6б. Пачка глин темных, "майкоповидных", битуминозных, сильно опесчаненных, с конкреционным прослоем песчаников. Мощность 40 м.

7. Пачка песчаников плотных, массивных, белесых, с округлыми и неправильными конкрециями. В этих песчаниках вырублены пещеры Уплисцихского монастыря. Мощность 25 м.

8. **Сакараул, нижняя пачка ($N_1^1sk_1$)**. На выветрелую поверхность песчаников слоя 7 с базальным мелкогалечным конгломератом, включающим гальку вулканогенных, интрузивных и кремнистых пород, ложится пачка грубо- и разнозернистых песчаников (рис. 5), косая слоистость которых подчеркивается прослоями гравелитов и гальки. Много конкреций и конкреционных прослоев. Мощность до 60 м.

Сакараул, верхняя пачка ($N_1^1sk_2$).

9. Песчаники более рыхлые, грубозернистые, горизонтально-слоистые, с тонкими конкреционными прослоями более плотных известковистых песчаников и конкрециями. Мощность 40–45 м.

10. Песчаники разнозернистые, с несколькими прослоями неровных корявых конкреций. Мощность 30–35 м.

11. Песчаники мелко- и тонкозернистые, глинистые, тонкослоистые. Мощность 20–25 м.

12. **Коцахур, нижняя пачка ($N_1^1kz_1$)**. С размывом и мелкогалечным конгломератом в основании, выше следуют песчаники грубозернистые, гравелистые, крепкие, массивные, прослоями косослоистые, с конкрециями очень крепких известковых песчаников. Выше в них появляются прослои и пачки более рыхлых мелкозернистых песчаников. Мощность 25–27 м.

Коцахур, верхняя пачка ($N_1^1kz_2$).

13. Песчаники рыхлые, мелко- и тонкозернистые, глинистые, тонкослоистые, с неправильными конкрециями более грубых песчаников (до 1 м). Мощность 20–25 м.

14. Алевролиты плотные, комковатые, с мелкими (10–15 см) правильно-округлыми конкрециями крепких песчаников, напоминающими пушечные ядра. Мощность 8–10 м.

15. Пески тонкозернистые, глинистые, с конкреционными прослоями тонкослоистых плитчатых песчаников. Мощность 12–15 м.

16. Алевролиты плотные, внизу песчанистые, выше глинистые, с отдельными округлыми конкрециями темно-вишневого цвета (20–30 см). Выше постепенно переходят в красноцветные пластичные глины. Мощность 15 м.

17. Пески с базальным слоем гравелистых песчаников с галькой и прослоями мергелей (1–3 м), среднезернистые, внизу глинистые, выше карбонатные, уплотненные, с конкрециями мергелей и прослоями песчаников. Мощность 15–16 м.

18. Пачка переслаивания песчаников (0.4–1.5 м) плотных, карбонатных, мелкозернистых и более рыхлых разностей. Мощность 10–12 м.

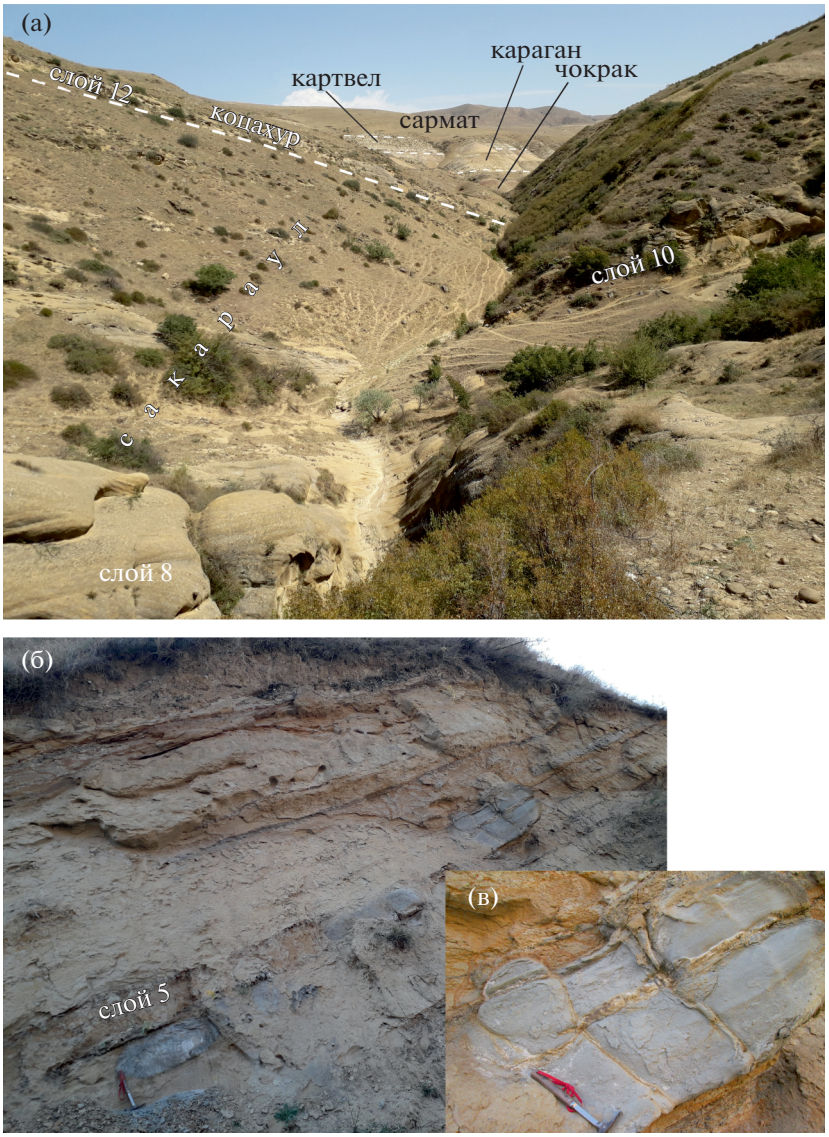


Рис. 5. Фотографии разреза Уплисцихе. (а) – балка Млаше-хеви в средней части; в нижнем левом углу – косослоистые гравелистые песчаники слоя 8, вдали видны склоны, сложенные средним миоценом; (б) – выходы песчаников слоя 5 с конкрециями, вскрывающиеся в устье первой крупной балки выше балки Млаше-хеви; (в) – там же, конкреция крупнее.

19. **Тархан** $\left(\mathbf{N_1^2tr}\right)$. По резкой неровной границе, образующей поверхность хард-граунда, с устрицами Crassostrea gryphoides, захороненными в карманах этой поверхности в прижизненном положении, залегает конгломерат мелкогалечный, косослоистый, с галькой вулканогенных и осадочных пород. Вверх постепенно переходит в грубозернистый слоистый песчаник с желваками (до 1 см) карбонатных пород. Мощность 1.5–3 м.

Разрез Надарбазеви

Ниже по течению р. Мктвари от описанного разреза, в районе станции Метехи склоны хребта Коцахурис-Кеди удалены от реки, а предгорная равнина сложена слабо обнаженными глинисто-алеврито-песчаными отложениями майкопской серии, которые перекрыты четвертичными осадками. Переход от опесчаненных “майкоповидных” глин в основании склонов к песчаникам сакараула очень постепенный: несколько прослоев песчаников (1.5–2 м) проходят внутри глин в верхних 15–20 м. Выше преимущественно глинистой толщи обнажены (рис. 4):

Сакараул, нижняя пачка $\left(\mathbf{N_1^1sk_1}\right)$.

1. Песчаники средне- и мелкозернистые, кварцевые, рыхлые, с конкрециями (до 0.5 м) более плотных известковых песчаников. Мощность 35–40 м.

2. Пачка грубо- и разнозернистых песчаников, косослоистых, с конкреционными прослоями песчаников и включениями гравелитов и гальки. Мощность 55 м.

Сакараул, верхняя пачка $\left(N_1^1sk_2\right)$.

3. Пачка глин песчанистых, бурых, неслоистых и глинистых песчаников. Мощность 12–15 м.

4. Песчаники разно- и грубозернистые, иногда косослоистые, с конкреционными прослоями песчаников. Мощность 15–18 м.

5. Пачка песчаников рыхлых, алевритистых, с гравийными и галечными прослоями и конкрециями песчаников. Мощность 8–10 м.

6. Песчаники грубо- и разнозернистые, косослоистые, с конкреционными прослоями песчаников. Мощность 15 м.

7. Песчаники более рыхлые, глинистые, слоистые, с гипсом и ярозитом. Мощность 10 м.

8. Песчаники грубозернистые, массивные, с многочисленными конкреционными прослоями известковых песчаников. Мощность 15–20 м.

9. Алевролиты с прослоями грубозернистых мусорных песчаников. Мощность 10 м.

10. Песчаники средне- и грубозернистые, массивные, с пачками алевролитов и прослоями более плотных конкреционных песчаников. Мощность 20 м.

Коцахур, нижняя пачка $\left(N_1^1kz_1\right)$.

11. Песчаники с конкреционными прослоями, сходные с предыдущими, но без алевритистых прослоев. В основании встречены двустворчатые моллюски, характерные для коцахурского яруса. Мощность 10 м.

12. Песчаники более рыхлые, алевритистые. Мощность 8 м.

13. Песчаники крепкие, известковые, массивные, с конкрециями. Мощность 4 м.

Коцахур, верхняя пачка $\left(N_1^1kz_2\right)$.

14. Более рыхлая пачка переслаивания глинистых песчаников, алевритистых глин и прослоев плотных известковых песчаников. Мощность 50–60 м.

15. Песчаники массивные, крепкие, известковые, с конкрециями, в верхней части с тонкослоистыми пачками песков и алевролитов. Мощность 12 м.

В основном русле балки на этом слое лежит конгломерат древнего вреза, вероятно, чокракского возраста, а выше – многослойная толща заполнения этого вреза, содержащая переотложенную коцахурскую фауну. При этом в отвершке левого борта можно видеть продолжение ненарушенного разреза коцахурской толщи. Здесь в северном борту этого отвершка с постепенным переходом залегают:

16. Песчаники желтые, мелкозернистые, неслоистые, с правильными округлыми конкрециями, напоминающими пушечные ядра (0.1–0.3 м). Мощность 5–6 м.

17. Алевролиты слоистые, желто-серые. Мощность 3–4 м.

18. Песчаники грубозернистые, желтые, косослоистые, неравномерно уплотненные, с желваками и конкрециями. Мощность 6–7 м.

По резкой границе с несогласием залегают:

?Тархан $\left(N_1^2tr\right)$.

19. Гравелиты с мелкой хорошо окатанной галькой, косослоистые, с линзами более крупной гальки. Мощность 0.5 м.

20. Песчаники желтые, крепкие, мелкозернистые, известковистые, в нижней части с конкреционными прослоями. Мощность 4 м.

По резкой неровной поверхности с размывом залегает:

21. **Нижний чокрак** $\left(N_1^2ch_1\right)$. Конгломерат мелкогалечный, с хорошо окатанной цветной галькой в грубозернистом песчано-известковистом цементе. Мощность 3 м.

ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ ИСКОПАЕМЫХ

Исторически в разрезах Картлийской депресии изучались прежде всего моллюски. Именно присутствие остатков этой группы позволило обосновать возраст этих разрезов и предложить их в качестве стратотипических для горизонтов, а позднее региоярусов нижнего миоцена (Давиташвили, 1933, 1934; Харатишвили, 1952; Квалиашвили, 1962; Попов и др., 1993). Фораминиферы в изученных разрезах района Гори–Каспи, кроме уплисцихской свиты, не найдены ни нами, ни предыдущими микропалеонтологами; их находки известны из других разрезов Картлийской депрессии (разрезы Норио, Урбниси, Черадхеви). Наннопланктон стал изучаться недавно (Ананиашвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017), а результаты изучения диноцист в этой работе представлены впервые.

Моллюски

Моллюски найдены во всех стратиграфических подразделениях нижнего миоцена Картлийской депрессии, причем среди них резко преобладают двустворчатые моллюски.

Уплисцихская свита. В нижнеуплисцихской подсвите в песчаниках слоя 3 разреза Гори–Уплисцихе моллюски встречены в линзах гравелитов и конгломератов, заключающих малакофауну: Callista beyrichi, C. cf. splendida, Lucinoma borealis, Diplodonta trigonula (обр. 3/79) – морские виды

довольно широкого стратиграфического распространения, обычные для олигоцена. Более представительный комплекс собран, вероятно, на том же уровне в южном крыле антиклинали (обр. 19/76). Он также включает характерные олигоценовые формы – Lentidium georgianum, Callista reussi (Курцхалия, 1982; Попов и др., 1993, табл. 9), но отличается от более северных олигоценовых комплексов (Предкавказье, Калмыкия, Устюрт) более тепловодным составом (содержит Arca biangula, Barbatia ex gr. rudis, B. (Obliquarca) modioliformis, Arcopagia crassa, Gigantostrea gigantica).

В верхнеуплисцихской подсвите Т.А. Курцхалия (1982) нашла и описала моллюсков в основании слоя 5 (согласно нашему расчленению), в очень плотных известковистых конкреционных песчаниках (до 1.5–2 м; рис. 5б, 5в). Нами малакофауна найдена на том же уровне в линзе конгломератов в овраге ближе к г. Гори (рис. 4, обр. 4/79). Состав моллюсков близок к таковому нижележащего комплекса, но отличается еще большим присутствием тепловодных форм. Наряду с видами, описанными из нижней подсвиты, здесь найдены Isognomon (Hippochaeta) cf. maxillata, Palliolum incomparabile, Ctena squamosa, Cardita calyculata (Попов и др., 1993, табл. 10). Последний вид известен только с миоцена.

Сакараульский регионарус. В слое 2 грубозернистых косослоистых песчаников, в 3 км западнее балки Надарбазеви, в разрезе Гракали из верхнего прослоя конкреций собраны характерные сакараульские виды: Fragum semirugosum, Parvicardium heeri, Pholadomya alpina, Thracia ventricosa. Выше, в конкрециях известковых песчаников слоя 4, также в разрезе Гракали найдены виды Glycymeris pilosa deshayesi, G. lunulata, Thracia ventricosa, Arctica rotundata. В песчаниках слоя 6 в Гракали собраны виды Glycymeris texta, Parvicardium heeri, P. michelottii, Venus cf. multilamella, Callista beyrichi, Gigantostrea gigantica callifera, Acanthocardia grande и др.

Из слоя 11 в оврагах левого берега ниже сел. Квахврели собрана характерная сакараульская фауна с Fragum semirugosum, F. djanelidzei, Anadara sakaraulense, Glossus major, Divaricella (Divalinga) regaultiana, Acanthocardia kupradzei и др.

Коцахурский регионарус. Только в основании коцахура разреза Надарбазеви в песчаниках слоя 11 встречены двустворчатые моллюски: Sphenia nana, Parvicardium michelotti, Mytilus sp., Cerastoderma ivericum, Rzehakia dubiosa, Congeria subclaviformis – фауна, переходная от морской сакараульской к солоноватоводной коцахурской. В более высоких слоях коцахура представители родов Sphenia, Parvicardium, Mytilus никогда не указывались. Выше, в нижней пачке коцахура (kz_1) этого разреза встречены только ржегакии и кардииды. В песчаниках верхней пачки коцахура (kz_2) в слое 14 определены виды Cerastoderma ivericum, Rzehakia dubiosa, Polymesoda brongniarti, составляющие характерный солоноватоводный комплекс. В песчаниках слоя 16 разреза Надарбазеви определены Cerastoderma ivericum, C. lacustre, Melanopsis impressa.

В песчаниках нижней пачки, в слое 12 разреза Гори–Уплисцихе найдены прослои с типичными для коцахура раковинами Rzehakia dubiosa, Siliqua kozakhurica, Lenticorbula sphenioides и Eoprosodacna sp. В слое 15 пачки kz_2 этого разреза в конкрециях найдены Rzehakia dubiosa, Eoprosodacna kartlica, Congeria subclaviformis и Melanopsis impressa.

Тарханский регионарус. Отложения тархана в разрезе Гори–Уплисцихе залегают с резким несогласием, образуя поверхность хард-граунда, с устрицами Crassostrea gryphoides, захороненными в карманах этой поверхности в прижизненном положении.

Наннопланктон

Основной задачей исследований был поиск уровней с позднеолигоценовыми–раннемиоценовыми комплексами наннопланктона, установленными ранее в разрезе Уплисцихе (Ананиашвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017) без указания точной привязки к разрезу, а также изучение наннопланктона в коцахурских отложениях разреза Надарбазеви. Однако автохтонные комплексы в этих разрезах нам установить не удалось; возможно, в разрезе Уплисцихе требовалось более детальное опробование. Тем не менее считаем важным привести здесь данные Ц.Д. Минашвили, которые имеют существенное значение для обоснования нижней границы миоцена в Картлийской депрессии.

По мнению Минашвили и Г.Д. Ананиашвили, граница палеогена и неогена в разрезе Уплисцихе располагается в интервале между корбуловыми песчаниками (свита Фарехи; Minashvili, Ananiashvili, 2017) верхнего олигоцена и уплисцихской свитой с полигалинным комплексом макро- и микрофауны в нижней части разреза (Minashvili, Ananiashvili, 2017). Комплекс наннопланктона выявлен в пяти метрах выше корбуловых слоев и включает зональный вид Sphenolithus cyperoensis, что указывает на соответствие вмещающих отложений самой верхней зоне CP19 Sphenolithus cyperoensis шкалы Х. Окады и Д. Бакри (Okada, Bukry, 1980) или самым нижним частям зоны NP25 шкалы Э. Мартини (Martini, 1971) и, следовательно, на позднеолигоценовый возраст этих отложений. Появление вида-индекса зоны NN1 Triquetrorhabdulus carinatus и сокращение численности позднеолигоценового вида Spenolithus ciperoensis в вышележащей толще (мощностью 45 м)

позволили Ц.Д. Минашвили выделить переходные слои верхнего олигоцена–нижнего миоцена, соответствующие неразделенной зоне NP25–NN1 по шкале Мартини (Martini, 1979).

Фораминиферы

Первые сведения о раннемиоценовых фораминиферах Восточной Грузии приведены в работе М.В. Качарава (1941), где она дает микропалеонтологическую характеристику олигоценовых и среднемиоценовых отложений района с. Норио. Более полные микропалеонтологические исследования нижнего миоцена Восточной Грузии, в частности Картлийской депрессии, представлены в работах К.М. Арчвадзе (1955; Чубинишвили, Арчвадзе 1958) и О.И. Джанелидзе (1970).

Все 32 образца, взятых нами на микрофауну, оказались пустыми. Следует отметить, что К.М. Арчвадзе (1955; Чубинишвили, Арчвадзе, 1958) и О.И. Джанелидзе (1970), изучавшие нижнемиоценовые отложения в разрезах Тинисхиди, Уплисцихе и Надарбазеви, также указывали на отстутствие здесь фораминифер.

В описываемых разрезах фораминиферы были найдены лишь в слое 3 нижнеуплисцихской подсвиты разреза Гори–Уплисцихе, где, по данным А.П. Печёнкиной (Воронина и др., 1991), в прослоях карбонатных глин встречены многочисленные Uvigerinella californica, единичные Bolivina goudkoffi caucasica, B. ex gr. plicatella, Caucasina buliminoides, C. schischkinskaya, Asterigerina fascilocularis, Virgulinella ex gr. pertusa. Эта ассоциация включает как формы, считающиеся зональными для кавказия (Bolivina goudkoffi caucasica, Uvigerinella californica), но имеющие широкое стратиграфическое распространение, так и виды, более характерные для олигоцена Восточного Паратетиса (Caucasina schischkinskaya, Virgulinella ex gr. pertusa).

Один из наиболее полных и хорошо охарактеризованных фораминиферами разрезов в южной полосе Картлийской депрессии обнажается в ущелье р. Черадхеви, в 40–50 км выше по долине р. Мтквари от описанных разрезов. Нижняя песчанистая часть разреза (140–160 м) по данным изучения фораминифер датируется средним и поздним олигоценом (Чубинишвили, Арчвадзе, 1958). Залегающие выше "майкопоподобные" глины с прослоями плотных белесовато-бурых песчаников общей мощностью около 665 м, подстилающие, в свою очередь, набатхевские песчаники, содержат богатую фауну фораминифер. Согласно Чубинишвили и Арчвадзе (1958), здесь были выявлены виды, позволившие датировать вмещающие отложения ранним миоценом (сакараульским веком), а именно: Elphidium mariae, E. kvesanensis, Nonion umbilicatulum, N. svandripschi, N. alexandri, N. sakaraulensis, Porosononion ex gr. granosum, Bolivina floridana, Lobatula ex gr. lobatula, Fissurina marginata, Entosolenia georgiana, E. ovulum, Uvigerinella californica, U. californica ornata, Lagena vulgaris, Caucasina schischkinskyae, Asterigerinata bracteata.

В окрестностях с. Урбниси сакараульские отложения маломощны (8 м) и представлены песчанистыми глинами темно-серого цвета со следующей микрофауной (Чубинишвили, Арчвадзе, 1958): Nonion umbilicatulum, N. svandripschi, N. alexandri, Elphidium mariae, E. tumidum umbilicata, Fissurina marginata, Entosolenia georgiana. Аналогичная ассоциация фораминифер встречается в разрезах сакараула у с. Скра.

Восточнее, в окрестностях с. Норио сакараульский регионарус хорошо представлен на крыльях Ормоянской синклинали. По балке Пашатрисхеви, выше 617-метровой толщи зеленовато-желтых и серых плотных песчаников и "майкоповидных" глин позднеолигоценового возраста залегает толща массивных и толстослоистых белесоватых и светло-серых крупнозернистых песчаников с частыми прослоями и пачками "майкоповидных" глин, общей мощностью 552 м. По данным М.В. Качарава (1941) и К.М. Арчвадзе (Чубинишвили, Арчвадзе, 1958), в толще обнаружена богатая сакараульская микрофауна: Entosolenia ovulum, Nonion polymorphus, Bolivina ex gr. floridana, Uvigerinella californica, U. californica ornata, Discorbis conicus, Lobatula lobatula, Lagena vulgaris.

Отложения сакараула в южной полосе Картлийской депрессии согласно сменяются коцахурскими, которые представлены серыми, желтовато-серыми, желтовато-бурыми, полимиктовыми и кварцево-полимиктовыми песчаниками и песками местами с прослоями типичных майкоповидных глин. Микрофауна в коцахурских отложениях не обнаружена.

Органикостенный фитопланктон

Палинологические данные получены для трех интервалов: самых верхов нижнеуплисцихской подсвиты и основания верхнеуплисцихской подсвиты разреза Гори–Уплисцихе; верхней части сакараульского регионаруса и средней части коцахурского регионаруса разреза Надарбазеви; нижней части коцахурского регионаруса в разрезе Квахврели (рис. 4). Все изученные палинологические пробы из разрезов Картлийской депрессии характеризуются массовым присутствием растительного детрита, указывающего на существенный терригенный снос с суши.

Уплисцихская свита. Выявленные в разрезе Гори–Уплисцихе палинологические ассоциации из уплисцихской свиты характеризуются примерно равным содержанием пыльцы голосеменных растений и диноцист (от 28 до 44%), при подчиненном

участии пыльцы покрытосеменных (от 9 до 16%), органических оболочек фораминифер (от 1 до 6%), спор папоротников и плаунов, празинофитов и акритарх (1–3%). В основании верхнеуплисцихской подсвиты (пачка 5) наблюдается эпизод акме празинофитов (90%). Сохранность и морских, и континентальных палиноморф плохая или удовлетворительная.

Ассоциация диноцист из терминальной части нижнеуплисцихской подсвиты (слой 4, обр. 0/19) имеет разнообразный таксономический состав (установлено более 25 таксонов; табл. 1). Преобладают Spiniferites spp. (25.8%), относительно часты Deflandrea spinulosa (13%) и Operculodinium centrocarpum (10%), остальные таксоны встречены единично. Такие количественные соотношения диноцист указывают на формирование отложений в открыто-морских условиях. Присутствуют празинофиты (1%) и остатки грибов (3%), а также внутренние оболочки фораминифер (6%).

В основании верхнеуплисцихской подсвиты (слой 5, обр. 1/19) диноцисты отсутствуют и доминируют празинофиты (91% комплекса), которые представлены примерно равным количеством морских (Crassosphaera и Cymatiosphaera) и пресноводных (Ovoidites sp.) групп. Им сопутствуют споры и гифы грибов (8%), а также переотложенная пыльца Classopollis spp. (1%). Такой состав палиноассоциации указывает на условия формирования отложений, резко отличные от таковых в раннеуплесцихское время. Вероятно, это были бескислородные придонные условия, о чем свидетельствует литологическое строение слоя 5, содержащего прослои черных, богатых органическими веществами глин с ярозитом. Повышенное количество Cymatiosphaera в миоценовых отложениях из залива Прюдс (Антарктида) связывается с опреснением и стратификацией океанических вод в результате усиления потепления во время климатического оптимума среднего миоцена (Hannah, 2006). Таким образом, значительное участие Cymatiosphaera и пресноводных водорослей Ovoidites sp. в основании верхнеуплесцихской подсвиты, скорее всего, обусловлено опреснением и стратификацией вод.

Выше, в нижней части слоя 6а (обр. 2/19 и 4/19), комплекс диноцист представлен большей частью таксонами, выявленными из слоя 4 нижнеуплисцихской подсвиты (табл. 1). На этом уровне Spiniferites spp. составляет 33–19%, относительно часты Deflandrea spinulosa (9–19%) и Cleistosphaeridium spp. (до 11%), остальные таксоны немногочисленны. Присутствуют внутренние органические оболочки фораминифер (1–6%), празинофиты и акритархи (2–3%), грибы (2%). Это указывает на возврат открыто-морских обстановок во время формирования слоя 6а верхнеуплисцихской подсвиты.

Спорово-пыльцевые ассоциации нижне- и верхнеуплисцихской подсвит (за исключением обр. 1/19 из слоя 5, где инситные споры и пыльца отсутствуют) имеют близкий таксономический состав и количественные характеристики, что позволяет отнести их к единому палинокомплексу. В этом комплексе доминирует пыльца голосеменных растений (70–76%), представленная примерно равным количеством двухмешковой пыльцы семейства Pinaceae и пыльцы Cupressaceae (20–26%). В верхнеуплисцихской подсвите единично присутствует пыльца Tsuga, Sciadopitys, Ephedra (табл. 1). Среди пыльцы покрытосеменных (20–26%) преобладает пыльца Quercus и широколиственных ореховых (Juglandaceae, Carya, Juglans, Engelhardtia, Platycarya), при подчиненном участии Rhus, Ulmus и таксонов искусственной систематики Tricolporopollenites, Tricolpites, единично обнаружены Fagus, Castanea, Tilia, Chenopodiaceae и др. Споры немногочисленны (3–4%) и представлены преимущественно папоротниками Polypodiaceae и плаунами Selaginella. Такой состав комплекса указывает на развитие лесного типа растительности, существовавшей в условиях теплого и влажного климата.

Сакараульский регионарус. Палинологические данные получены только для самой верхней части сакараульского регионаруса, обнажающейся в разрезе Надарбазеви (слой 10), где изучено три образца: NA-26, NA-27, NA-29, из которых последний не содержал палиноморф, а в двух других установлено преобладание пыльцы растений (более 90%) при единичной встречаемости диноцист (5–7%), акритарх и празинофитов (1–3%) (табл. 2). Сохранность палиноморф плохая. Наиболее представительные данные получены из образца NA-27, тогда как образец NA-26 содержал немногочисленные палиноморфы.

В группе спор и пыльцы доминирует пыльца голосеменных растений (80%), представленная пыльцой сосны, при малом участии пыльцы кипрессовых и единичных экземплярах Podocarpus, Tsuga, Cedrus, Picea. Среди покрытосеменных (20%) преобладает пыльца широколиственных Juglandaceae (Carya, Juglans, Engelhardtia, Platycarya), при подчиненном участии Betulaceae (Carpinus, Betula), единично встречаются Rhus, Myrica, Chenopodiaceae и таксоны искусственной систематики Tricolporopollenites, Tricolpopollenites. Споры единичны и представлены папоротниками Polypodiaceae. Данный состав комплекса указывает на сохраняющийся лесной тип растительности.

В рассматриваемом интервале разреза в комплексе диноцист встречены единичные экземпляры Cousteaudinium aubryae, Trinovantedinium harpagonium, Lingulodinium multivirgatum, Glaphyrocysta sp., Operculodinium sp., Membranilarnacia sp., Batiacasphaera sp., Homotryblium sp., Impa-

Таблица 1. Распределение палиноморф в уплисцихской свите в разрезе Гори–Уплисцихе

Таксоны	Нижняя подсвита	Верхняя подсвита		
	слой 4	слой 5	слой 6а	
	0/19	1/19	2/19	4/19
Диноцисты				
Achomosphaera sp.	1		2	2
Chiropteridium galea	2		1	3
Cordosphaeridium cantharellus (Brosius, 1963) Gocht, 1969	4		2	3
Cribroperidinium tenuitabulatum (Gerlach, 1961) Helenes, 1984	9		1	7
Cribroperidinium giuseppei (Morgenroth, 1966a) Helenes, 1984	2		6	3
Deflandrea granulata Menéndez, 1965	1			
Deflandrea spinulosa Alberti, 1959b	20		8	22
Heteraulacacysta campanula Drugg et Loeblich Jr., 1967	5			
Gen. indet sp. 1	6		4	10
Heteraulacacysta leptalea Eaton, 1976	4		1	2
Homotryblium tenuispinosum Davey et Williams, 1966b	6		5	
Hystrichokolpoma rigaudiae Deflandre et Cookson, 1955	2			2
Hystrichokolpoma sp.	2			
Hystrichostrogylon sp.	1			
Lejeunecysta globosa Biffi et Grignani, 1983	1			1
Lingulodinium machaerophorum (Deflandre et Cookson, 1955) Wall, 1967	2		1	1
Lingulodinium pycnospinosum (Benedek, 1972) Stover et Evitt, 1978	6			
Operculodinium centrocarpum (Deflandre et Cookson, 1955) Wall, 1967	15		8	4
Operculodinium divergens (Eisenack, 1954b) Stover et Evitt, 1978	2			
Operculodinium sp.	1		4	4
Pentadinium lophophorum (Benedek, 1972) Benedek et al., 1982	2			1
Pentadinium sp.	1		1	1
Reticulatosphaera actinocoronata (Benedek, 1972) Bujak et Matsuoka, 1986	2			
Selenopemphix nephroides Benedek, 1972	2			
Spiniferites spp.	40		28	22
Thalassiphora pelagica (Eisenack, 1954b) Eisenack et Gocht, 1960	4		2	1
Thalassiphora sp.	2		1	
Tuberculodinium vancampoae (Rossignol, 1962) Wall, 1967	1			1
Cleistosphaeridium placacanthum Deflandre et Cookson, 1955) Eaton et al., 2001			3	8
Cleistosphaeridium sp.			2	
Operculodinium cf. severinii (Cookson et Cranwell, 1967) Islam, 1983b			1	
Dapsilidinium sp.				3
Cleistosphaeridium diversispinosum Davey et al., 1966				5
Impletosphaeridium sp.				3
Tectatodinium pellitum Wall, 1967,				1
Неопределимые диноцисты	9		4	6
Внутренние органические оболочки фораминифер	23		17	5
Споры и гифы грибов	11	5	6	9
Празинофиты, акритархи				
Pediastrum sp.	1			
Phycomata green algae	3	2	5	4

Таблица 1. Окончание

Таксоны	Нижняя подсвита	Верхняя подсвита		
	слой 4	слой 5	слой 6а	
	0/19	1/19	2/19	4/19
Crassosphaera sp.	1	6		
Cymatiosphaera cf. baffinensis Head et al., 1989a		14		
Cymatiosphaera invaginata Head et al., 1989a		2		3
Ovoidites sp.		22	1	
Pterospermella sp.		7		
Leiosphaeridia sp.		5		2
Cymatiosphaera sp.				1
Paralecaniella indentata (Deflandre et Cookson, 1955) Cookson et Eisenack, 1970b				2
Пыльца и споры				
Пыльца голосеменных				
Pinaceae	71		59	72
Tsuga			2	1
Cupressaceae	75		69	90
Sciadopitys			1	
Ephedra			1	
Пыльца покрытосеменных				
Hamammelidaceae	2			
Juglandaceae	9		6	
Engelhardtia	2		3	3
Alnus	1		3	
Myrica	3		1	6
Quercus	11		12	17
Ulmus	5		1	
Tricolporopollenites	5	1	3	5
Carya			1	1
Juglans			1	1
Platycarya			2	3
Fagus			1	1
Castanea			1	1
Rhus			4	4
Tilia			1	1
Euphorbiaceae			1	1
Chenopodiaceae			2	1
Tricolpites			6	3
Betulaceae				1
Moraceae				1
Споры папоротников и плаунов				
Polypodiaceae	3		6	5
Selaginella	3			3
Gleichenia				1
Переотложенные споры и пыльца				
Classopollis		4		

Таблица 2. Распределение палиноморф в разрезе Надарбазеви

Таксоны	Сакараульский регионарус (слой 10)		Коцахурский регионарус (слои 14–15)		
	NA-26	NA-27	NA-37	NA-40	NA-45
Диноцисты					
Operculodinium sp.	3	4			1
Lingulodinium multivirgatum de Verteuil et Norris, 1996a		2			
Membranilarnacia sp.		2			
Glaphyrocysta sp.		1	1		1
Cousteaudinium aubryae de Verteuil et Norris, 1996a		2	1 ?	1 ?	1
Trinovantedinium harpagonium de Verteuil et Norris, 1996a		1			1
Batiacasphaera sp.		1?	1		
Homotryblium sp.		1			1
Impagidinium sp.		1?	1		2
Spiniferites sp.		3	1		1
Hystrichosphaeropsis obscura Habib, 1972			1 ?		1
Batiacasphaera sphaerica Stover, 1977			1		
Dapsilidinium sp.			1		1
Lejeunecysta sp.				1 ?	
Spiniferites solidago de Verteuil et Norris, 1996a					1
Systematophora sp.					1
Неопределимые диноцисты		3			
Переотложенные диноцисты					
Deflandrea spinulosa Alberti, 1959b			1		1
Wetzeliella cf. symmetrica Weiler, 1956			1		1
Deflandrea sp.		1			2
Deflandrea granulata Menéndez, 1965				1	2
Празинофиты и акритархи					
Paralecaniella sp.		1	1		
Crassosphaera sp.		1	3	3	1
Tytthodiscus sp.	2			1	
Leiosphaeridia sp.				1 ?	
Пыльца и споры растений					
Пыльца голосеменных					
Pinaceae	1	3		1	
Pinus	45	160	140	50	30
Tsuga		1 ?			
Cedrus		2			
Picea		1	1		
Cupressaceae		35	1	6	1
Glyptostrobus		3	1	1	1
Taxodium			5		1
Podocarpus		1	2	2	3
Ephedra				1	
Пыльца покрытосеменных					
Juglandaceae		1			2
Pterocarya	2	1 ?			

Таблица 2. Окончание

Таксоны	Сакараульский регионарус (слой 10)		Коцахурский регионарус (слои 14–15)		
	NA-26	NA-27	NA-37	NA-40	NA-45
Carya	1	19	1	2	2
Juglans		7	1	2	1
Engelhardtia		6	1	1	2
Platycarya		4	1	1	1
Pterocarya			2	3	
Betulaceae		1			
Carpinus		4			2
Betula		1			
Myrica		1	1		3
Rhus		2	2		1
Fagaceae			1		
Quercus			9		1
Fagus			1		
Trochodendron			1		
Ilex			1	1	
Nyssa			1		
Tilia			3		
Ulmus			1	2	1
Fraxinus			1		
Nympheaceae			1		
Polygonaceae			1		
Magnolia				1	
Chenopodiaceae		1		1	1
Tricolporopollenites		2			
Tricolpopollenites		3			
Споры папоротников и плаунов					
Polypodiaceae		5	14	44	1
Cyathea				3	
Schizaceae				1	
Gleichenia				3	
Selaginella				1 ?	

gidinium sp., Spiniferites sp. Празинофиты и акритархи (Paralecaniella, Crassosphaera, Tytthodiscus) также обнаружены лишь в единичных экземплярах. Низкое участие диноцист указывает на неблагоприятные палеообстановки, вероятно обусловленные стратификацией вод.

Коцахурский регионарус. В разрезе Квахврели изучено восемь палинологических образцов, отобранных из нижней части коцахурского регионаруса (рис. 4). Наиболее представительные данные получены из образца KV-05, в котором споры и пыльца растений составляют 86%, диноцисты – 12%, менее 1% приходится на празинофиты и акритархи, грибы и внутренние оболочки фораминифер. Остальные образцы содержат количественно бедные ассоциации палиноморф, но и они характеризуются доминированием пыльцы растений, при низкой встречаемости других групп палиноморф (табл. 3). Сохранность палиноморф плохая.

На этом стратиграфическом уровне диноцисты обнаружены преимущественно в единичных экземплярах и представлены таксонами широкого стратиграфического распространения. В образце KV-05 встречены переотложенные диноцисты

Таблица 3. Распределение палиноморф в нижней части коцахурского региояруса в разрезе Квахврели

Таксоны	Коцахурский региоярус (нижняя часть)							
	KV-02	KV-05	KV-06	KV-09	KV-14	KV-16	KV-21	KV-23
Диноцисты								
Achomosphaera sp.	1	1						
Cribroperidinium sp.	1							
Cribroperidinium tenuitabulatum (Gerlach, 1961) Helenes, 1984	1							
Brigantedinium sp.	2							
Operculodinium? sp.	1							
Lingulodinium sp.	2		1					
Lejeunecysta sp.	2	1						
Hystrichokolpoma sp.		1		3	1	2	1	
Apteodinium sp.		1						
Systematophora sp.		1 ?						
Operculodinium spp.		8	2		2	1	6	1
Cleistosphaeridium sp.		1						
Lingulodinium pycnospinosum (Benedek, 1972) Stover et Evitt, 1978		1						
Homotryblium sp.		2						
Dapsilidinium sp.		1	1	1				1
Dapsilidinium pseudocolligerum (Stover, 1977) Bujak et al., 1980		1	2	2				
Batiacasphaera sp.		1 ?			1 ?			
Spiniferites sp.		4	1	2				
Lejeunecysta hyalina (Gerlach, 1961) Artzner et Dörhöfer, 1978			1					
Minisphaeridium latirictum (Davey et Williams, 1966b) Fensome et al., 2009				3		1		
Diphyes sp.				1				
Impagidinium sp.						1		
Неопределимые диноцисты	2	9	7	1	1	1	3	
Переотложенные диноцисты								
Wetzeliella sp.		1						
Cribroperidinium cf. muderongense (Cookson et Eisenack, 1958) Davey, 1969a		1						
Празинофиты и акритархи								
Crassosphaera sp.	1	1						
Tytthodiscus? sp.		1						
Paralecaniella sp.			1	1				
Споры и гифы грибов		2		1				
Внутренние органические оболочки фораминифер		1	1		1			2
Пыльца и споры растений								
Пыльца голосеменных								
Pinaceae	1							
Pinus		73	25	18	7	13	34	18
Cedrus		1						
Tsuga	1							

Таблица 3. Окончание

Таксоны	Коцахурский региоярус (нижняя часть)							
	KV-02	KV-05	KV-06	KV-09	KV-14	KV-16	KV-21	KV-23
Cupressaceae	1	68	11	9	7	7	39	2
Taxodium	1	3				2	1	2
Glyptostrobus	1	18	1	3	2	1	3	
Ephedra			1	1				
Picea						1?		
Пыльца покрытосеменных								
Juglandaceae	2	2	1	1			4	2
Engelhardtia	8	7				1		
Juglans	1	2					1	
Pterocarya	1	4				1	4	
Platycarya		12	3	7	1	2	7	1
Carya		2	1			2	3	
Betulaceae	1	1	1			1		
Carpinus	1	5	1		3	2	1	
Betula						1	1	
Platanus	2			1 ?			1 ?	
Nyssa	2							
Rhus	2	6	1			1	1	
Hamammelidaceae	1	1						
Hamammelis	1	1	1				1	
Myricaceae	1	1	1					
Myrica	2	2	1		1	1	1	
Comptonia	1					1		
Fagaceae		1	1					
Quercus		5	1	3	1	1	4	
Castanopsis		2					1 ?	
Ulmus		1	1				2	
Trochodendron		1 ?						
Acer				1 ?				
Ilex				1 ?				
Tilia						1	1	
Chenopodiaceae		2		4	3	1		
Graminea			1	1			1	
Tricolporopollenites		3				3	4	
Tricolpopollenites		1				2		
Споры папоротников								
Polypodiaceae	1							

Wetzeliella sp., Cribroperidinium cf. muderongense. Единичные празинофиты Crassosphaera sp., ?Tytthodiscus sp. присутствуют в слоях 2–3 (обр. KV-02, KV-05), а акритархи Paralecaniella sp. – в слое 4. В большинстве образцов встречены единичные экземпляры внутренних камер фораминифер.

В спорово-пыльцевом комплексе нижней части коцахурского интервала доминирует пыльца голосеменных растений (в среднем около 70%), с примерно равным количеством пыльцы сосновых и купрессовых, при этом единично и только в нижней части разреза присутствует пыльца Cedrus,

Tsuga (обр. KV-02, KV-05), Ephedra (обр. KV-06, KV-09). В группе покрытосеменных преобладает пыльца широколиственных Juglandaceae (Carya, Juglans, Engelhardtia, Platycarya, Pterocarya), при малом участии Betulaceae (Carpinus, Betula) и Fagaceae, единично встречается Rhus, Myricaceae, Chenopodiaceae, Graminea и таксоны искусственной систематики Tricolporopollenites, Tricolpopollenites. Обращает на себя внимание постепенное снижение количества пыльцы наиболее теплолюбивых растений вверх по разрезу. Спектры с частой встречаемостью пыльцы субтропических растений (Nyssa, Engelhardtia, Platycarya, Hamammelidaceae, Castanopsis, Platanus) и единичными спорами Polypodiaceae характеризуют лишь интервал слоев 1–4 (низы) из нижней части разреза (обр. KV-02–KV-06).

Более высокие горизонты коцахурского интервала, соответствующие средней части регионяруса, изучены в разрезе Надарбазеви. Здесь относительно представительные палинологические данные получены для слоя 14 (обр. NA-37, NA-40), а слой 15 (обр. NA-45) содержит количественно бедную ассоциацию (табл. 2). Сохранность палиноморф плохая.

Как и в нижней части коцахурского регионяруса, в ассоциациях палиноморф его средней части в разрезе Надарбазеви доминируют пыльца и споры растений (94%), тогда как диноцисты (2.2–3.8%), празинофиты и акритархи (2–3%) малочисленны. На этом уровне не обнаружены внутренние оболочки фораминифер и остатки грибов.

В группе диноцист встречены виды, как присутствующие в верхах сакараульского–нижней части коцахурского регионярусов (за исключением Lingulodinium multivirgatum, Membranilarnacia sp.), так и новые – Hystrichosphaeropsis obscura, Batiacasphaera sphaerica, Spiniferites solidago и др. На этом уровне отмечаются переотложенные таксоны олигоцена Deflandrea spp., Wetzeliella cf. symmetrica, хотя не исключено, что могут быть переотложены и другие таксоны. Празинофиты единичны и представлены в основном Crassosphaera.

В спорово-пыльцевом комплексе образцов NA-37 и NA-40 разреза Надарбазеви доминирует пыльца голосеменных растений (77 и 48%), при этом в образце NA-40 установлено значительное участие спор папоротников (до 40%). В группе пыльцы голосеменных наблюдаются доминирование пыльцы сосен и очень низкое количество пыльцы купрессовых. В группе пыльцы покрытосеменных сокращается количество пыльцы Juglandaceae, Betulaceae, по сравнению с раннекоцахурским палинокомплексом в разрезе Квахврели. Споры папоротников представлены преимущественно Polypodiaceae, им сопутствуют редкие Cyathea, Schizaceae, Gleichenia.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные палеонтологические и литологические исследования позволяют нам более полно охарактеризовать нижнемиоценовые, а также подстилающие и перекрывающие их отложения в стратотипической области их развития в Картлийской депрессии.

Так, слой 1 в основании разреза Гори–Уплисцихе, представляющий собой песчаники с лентикорбулами, ранее сопоставлялся нами с верхней частью соленовского горизонта и датировался концом рюпеля (Попов и др., 1993, с. 25–27). Данные Ц.Д. Минашвили по наннопланктону в 5 м выше корбуловых слоев показали присутствие зонального вида Sphenolithus cyperoensis, по которому вмещающие слои сопоставляются с зонами NP25 шкалы Мартини (Martini, 1971) или CP19 шкалы Окады и Бакри (Okada, Bukry, 1980) и датируются хаттом (Ананиашвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017). Последние авторы трактуют эти данные как свидетельствующие о хаттском возрасте корбуловых слоев. Однако резкие экологические различия между корбуловыми слоями с комплексами моллюсков, бедными олиго- и эвригалинными видами родов Lenticorbula, Lentidium, Polymesoda, Cerastoderma, Congeria, Melanopsis, и слоями с довольно богатым комплексом наннопланктона (Ananiashvili et al., 1998, p. 102, слой 2) предполагают, что именно между слоями 1 и 2 следует проводить границу корбуловых слоев и уплисцихской свиты, и, таким образом, позволяют датировать хаттом лишь основание уплисцихской свиты. По этой причине авчальскую свиту мы по-прежнему сопоставляем с верхами соленовского горизонта (или регионяруса) и датируем поздним рюпелем (рис. 6).

Уплисцихская свита. Ранее нижнеуплисцихскую подсвиту относили к верхнему олигоцену (Курцхалия, 1982; Попов и др., 1993), тогда как Г.Д. Ананиашвили и Ц.Д. Минашвили (Ананиашвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017) датировали нижние 45 м разреза переходным комплексом зон NP25–NN1 (Martini, 1971) и сопоставляли их с низами аквитана. Это заключение грузинских исследователей основывалось на совместных находках зональных видов Triquetrorhabdulus carinatus и Sphenolithus cyperoensis. Вид S. cyperoensis является видом-индексом зоны NP25, а вид T. carinatus – видом-индексом зоны NN1 (Martini, 1971). Однако последние данные свидетельствуют о том, что появление T. carinatus происходит уже в середине зоны NP25 (Gradstein et al., 2020 и др.), и даже акме этого вида приурочено к верхам олигоцена, в то время как S. cyperoensis исчезает еще до миоцена. Таким образом, совместная встречаемость этих видов свидетельствует скорее о хаттском, а не аквитанском возрасте вмещающих отложений.

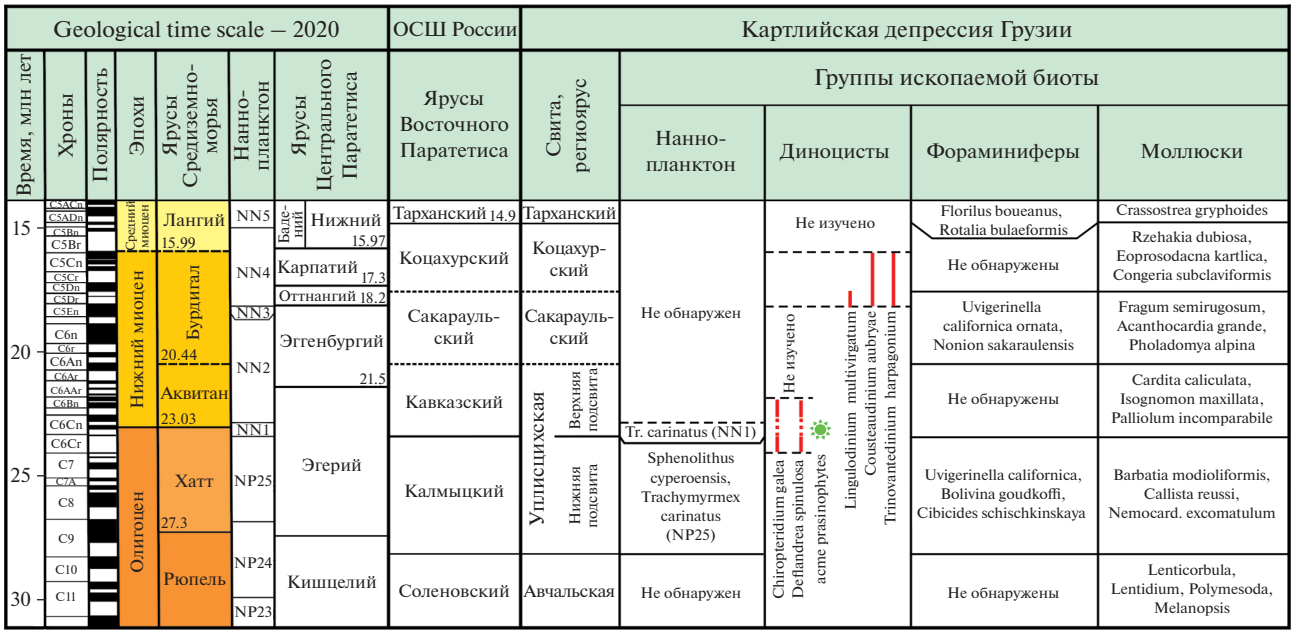


Рис. 6. Схема сопоставления стратиграфического расчленения разрезов Картлийской депрессии по разным группам биоты с региоярусными шкалами Восточного и Центрального Паратетиса и ярусами Средиземноморья (последние согласно GTS 2020). В колонке “Диноцисты” красным цветом показан интервал стратиграфического распространения наиболее важных видов.

По данным А.П. Печёнкиной (Воронина и др., 1991), в комплексе фораминифер слоя 3, найденном в прослоях карбонатных глин, встречены многочисленные крупные Uvigerinella californica, единичные Bolivina goudkoffi caucasica, B. ex gr. plicatella, Caucasina buliminoides, C. schischkinskaya, Asterigerina fascilocularis, Virgulinella ex gr. pertusa. Эта ассоциация включает как формы, считающиеся зональными для кавказского регионяруса раннего миоцена (Bolivina goudkoffi caucasica, Uvigerinella californica), но в действительности имеющие более широкое стратиграфическое распространение, так и виды, рассматривающиеся в качестве более характерных для олигоцена Восточного Паратетиса (Caucasina schischkinskaya, Virgulinella ex gr. pertusa). Состав моллюсков из нижней пачки гравелистых песчаников этой свиты также содержит характерные олигоценовые виды, некоторые из которых неизвестны в миоцене (Barbatia (Obliquarca) modioliformis, Callista reussi, Nemocardium excomatulum). На основе анализа всех этих данных, нижнеуплисцихскую подсвиту мы по-прежнему коррелируем с хаттом.

Авторами впервые изучены комплексы микрофитопланктона переходного интервала от нижней к верхней подсвите уплисцихской свиты. Комплекс диноцист из слоев 4 и 6а близок к установленному в подзоне Deflandrea spinulosa–Dapsilidinium pseudocolligerum зоны Chiropteridium partispinatum из нерасчлененных алкунской и зеленчукской свит в разрезе скв. Новопокровская-4, охарактеризованных также бентосными фораминиферами с Bolivina goudkofii (Ахметьев, Запорожец, 1996). В разрезе по р. Белая схожий комплекс диноцист отнесен к подзоне Deflandrea spinulosa (non typica) зоны Chiropteridium partispinatum, сопоставляемой с зоной NP25 (Martini, 1971) по наннопланктону верхнего хатта (Запорожец, 1999; Андреева–Григорович и др., 2011). Подзона охватывает большую часть баталпашинской свиты и септариевую свиту в разрезе по р. Белая и датируется поздним олигоценом (Запорожец, Ахметьев, 2017).

Присутствие в слоях 4 и 6а изученной части уплисцихской свиты вида Chiropteridium galea, исчезновение которого в зональных схемах Атлантического побережья США (de Verteuil, Norris, 1996; de Verteuil, 1997), Датского бассейна (Dybkjær, Piasecki, 2010), Западной Европы (Powell, Brinkhuis, 2004; King, 2016) приурочено к нижней части наннопланктонной зоны NN2, а в разрезах Италии – к зоне NN1 (Zevenboom, 1995; Steiniger et al., 1997; Rossi et al., 2009), позволяет датировать этот интервал второй половиной хатта–аквитаном (рис. 6).

Установлено, что нижняя часть верхнеуплисцихской подсвиты (слой 5) характеризуется ассоциацией празинофитов, указывающих на аноксию придонных вод, в отличие от подстилающей терминальной части нижнеуплисцихской свиты и перекрывающего слоя 6а, в которых выявлен комплекс диноцист, характерный для открытоморских условий. Следует отметить, что в разрезе по р. Белая в баталпашинской свите внутри под-

зоны Deflandrea spinulosa также установлено развитие придонной аноксии, эпиболь которой проявилась в ее средней части (Запорожец, Ахметьев, 2017).

Верхнеуплисцихскую подсвиту мы датируем началом миоцена на основании появления более тепловодного комплекса моллюсков с Cardita caliculata, что подтверждается и единичными находками Triquetrorhabdulus carinatus, при отсутствии вида-индекса Sphenolithus cyperoensis зоны NP25 (Minashvili, Ananiashvili, 2017). Из верхней части уплисцихской свиты И.Н. Джапаридзе (Джапаридзе, 1982; Ананиашвили, Минашвили, 2000) описал богатый термофильный комплекс субтропической жестколистной листовой флоры, что подтвердило и мнение Л.А. Пановой о значительном потеплении климата к этому времени на основе спорово-пыльцевых данных (Воронина и др., 1991).

Сакараульский регионарус. Стратотипическим разрезом сакараульского регионаруса, согласно Р.С. Мдзинаришвили (1953), следует считать разрез горы Сакарауло на левом берегу р. Мтквари (Кура), против станции Скра. Однако в этом разрезе не обнажены нижняя и верхняя границы сакараула, а также отсутствуют данные о фауне. Поэтому в качестве гипостратотипа был предложен (Стратотипы..., 1975) разрез по балке Надарбазеви у станции Метехи, описанный Г.А. Квалиашвили (1970). Отложения сакараула разреза Надарбазеви представлены толщей песчаников, залегающей на "майкоповидных" песчанистых глинах и перекрываемой песчаниками со своеобразной малакофауной коцахура. Этот разрез хорошо сопоставляется с уплисцихским, благодаря прослеживанию маркирующей пачки (sk_1) грубозернистых гравелистых косослоистых песчаников (55–60 м; рис. 2, 4). Однако при этом возникает проблема: с чем коррелировать слой 1 разреза Надарбазеви, подстилающий эту пачку? Сопоставлять ли его со слоем 7 в разрезе по балке Млаше-хеви, или же считать размытым или не отлагавшимся в разрезе Уплисцихе? Учитывая наличие базального конгломерата в основании слоя 6 в разрезе Уплисцихе и отсутствие видимого перерыва и несогласия в разрезе Надарбазеви, мы принимаем второй вариант и считаем размытым самое основание сакараула в разрезе Уплисцихе.

Верхняя пачка сакараула (sk_2) мощностью около 100 м имеет не столь грубый состав, представлена глинистыми песчаниками, алевритами и глинами и заключает конкреции и прослои более крепких песчаников. Моллюски найдены лишь в верхней части нижней пачки, а также в верхней пачке. Это разнообразный комплекс с крупными, очень тепловодными формами – Atrina, Perna, Cardium s.s., Europicardium, Fragum, Discors, Venus s.s. и др. (Харатишвили, 1952; Попов и др., 1993, табл. 10). Некоторые виды этого уникального комплекса известны в сакарауле Западной Грузии и в верхнемайкопских отложениях р. Баболь (Северный Иран, провинция Мазендаран; Попов и др., 2015). За пределами Восточного Паратетиса состав моллюсков сакараула ближе всего к эггенбургскому комплексу (около 1/3 общих видов; Попов и др., 1993), но отличается от него бедностью пектинид, значительно большим числом видов, переходящих из олигоцена, и большим разнообразием кардиид, среди которых есть характерные индо-пацифические формы (род Fragum).

В верхней части сакараула разреза Надарбазеви изучены палиноморфы. Присутствие в сакараульском комплексе вида Trinovantedinium harpagonium может указывать на его принадлежность к зоне Cribroperidinium tenuitabulatum, установленной в стратотипе бадения (Jiménez-Moreno et al., 2006), и к зоне Batiacasphaera sphaerica (DN5; De Verteuil, Norris, 1996), сопоставляемым с наннопланктонной зоной NN5 (низы) (Martini, 1971). С учетом наличия перерыва в разрезах Австрии и Венгрии между зонами Exochosphaeridum insigne и Cribroperidinium tenuitabulatum (Jiménez-Moreno et al., 2006), не исключено, что первое появление вида T. harpagonium может оказаться стратиграфически более низким.

Основываясь на совместной встречаемости диноцист Cousteaudinium aubryae и Lingulodinium multivirgatum, сакараульский комплекс диноцист может быть сопоставлен и с зонами Sumatradinium soucouyantiae (DN2)–Costeaudinium aubryae (DN3) шкалы для Атлантического побережья США (de Verteuil, Norris, 1996), которые коррелируются с зонами NN2 (верхняя часть)–NN4 (нижняя часть) шкалы Мартини (Martini, 1971) (рис. 6). По возрасту эти диноцистовые зоны соответствуют второй половине аквитана–большей части бурдигала. Распространение C. aubryae в разрезах датской части бассейна Северного моря ограничено одноименной зоной верхнего бурдигала (Dybkjær, Piasecki, 2010), где появление зонального вида установлено на более молодом стратиграфическом уровне, а зона сопоставлена с нижней частью зоны NN4 по наннопланктону. В настоящее время исчезновение Cousteaudinium aubryae указывается внутри более молодой диноцистовой зоны Labyrinthodinium truncatum, коррелируемой с наннопланктонными зонами NN4 (верхняя часть)–NN5 (низы) и датируемой лангием (Dybkjær et al., 2020). Наиболее вероятным представляется отнесение изученного интервала разреза Надарбазеви (обр. NA-26 и NA-27) только к бурдигальскому ярусу.

Состав спорово-пыльцевого комплекса, в котором среди голосеменных установлена большая доля купрессовых, а в группе покрытосеменных преобладают широколиственные ореховые (Carya,

Juglans, Engelhardtia, Platycarya), при подчиненном участии Betulaceae, указывает на сохранение во второй половине сакараула лесного типа растительности в условиях теплого влажного климата.

Коцахурский. Коцахурский горизонт был выделен в Картлийской депрессии (Давиташвили, 1934), где представлен песчаниками, перекрывающими сакараульские отложения и отличающимися от них своеобразной солоноватоводной фауной моллюсков. Стратотипическим для коцахура считается разрез к западу от г. Каспи, описанный Г.А. Квалиашвили (1962, с. 12–14; Стратотипы..., 1975). Однако из-за его неполноты и редкости фауны нами в качестве гипостратотипа был предложен разрез балки Надарбазеви, надстраивающий разрез гипостратотипа сакараула (Попов, Воронина, 1983, с. 58–60).

Коцахурские отложения залегают на сакараульских согласно либо с небольшим размывом в основании, перекрываются залегающими с размывом и резким литологическим переходом горийскими слоями тархана либо чокракскими конгломератами. Они делятся на две литологически различные толщи (Попов, Воронина, 1983). Нижняя (kz_1) более плотная пачка представлена алевритистыми песчаниками с конкрециями плотных известковистых песчаников и прослоями алевролитов, мощность ее до 70 м. Верхняя (kz_2) пачка более рыхлая, алеврито-глинистая, с пластами песчаников и конкрециями известковистых песчаников, мощность около 100 м.

Разрезы коцахура Картлийской депрессии довольно полно охарактеризованы моллюсками (Квалиашвили, 1962; Попов, 1983). Благодаря хорошей обнаженности и использованию аэрофотоснимков, удалось послойно скоррелировать все основные разрезы депрессии по этой площади и детально описать изменение состава моллюсков (Попов, Воронина, 1983). Однако и на таком детальном материале проследить происхождение специфичных коцахурских моллюсков не удается. Уже в подошве коцахурских отложений найдена сформированная солоноватоводная фауна (Rzehakia dubiosa, Congeria subclaviformis, Melanopsis), среди которой лишь изредка встречаются морские эвригалинные моллюски, чуждые коцахуру (Mytilus, Parvicardium, Sphenia nana). Распределение моллюсков по разрезу почти не дает возможности для биостратиграфического расчленения этих отложений. Лишь приуроченность массового вида Eoprosodacna makae к верхней части коцахура, указанная Квалиашвили (1962), подтверждается и нашими наблюдениями.

Моллюски, сопоставимые с коцахурскими из Картлийской депрессии, известны в Западной Грузии (Джгали и Рача-Лечхумский район) и на Западном Копетдаге в верхней части актепинских слоев. Общие виды и специфичные роды, эндемичные для Паратетиса, присутствуют также в верхнеоттнангских слоях Западного Паратетиса, в Баварии, Моравии, Словакии и Венгрии (Seneš, 1973): это Rzehakia dubiosa, Limnopappia, Cerastoderma ivericum, Eoprosodacna kartlica (Попов, Воронина, 1983).

Палиноморфы были изучены из нижней и средней частей коцахурского региояруса. В комплексах палиноморф из этих интервалов разрезов доминирует пыльца растений, при единичной встречаемости микрофитопланктона.

Нижняя часть коцахурских отложений охарактеризована в разрезе Квахврели (балка на левом берегу р. Мтквари ниже сел. Квахврели, в 4.5 км восточнее балки Млаше-хеви) (рис. 2). Этот разрез хорошо дополняет разрез Гори–Уплисцихе для интервала, слабо обнаженного в балке Млаше-хеви, и сложен менее грубыми терригенными фациями. Встреченные в нем диноцисты представлены таксонами широкого стратиграфического распространения.

Относительно представительные палинологические данные получены для средней части коцахура из слоя 14 в разрезе Надарбазеви. Хотя диноцисты встречены в единичных экземплярах, на основании присутствия Cousteaudinium aubryae, изученный интервал разреза может быть ограничен диноцистовой зоной Distatodinium paradoxum (DN4) Атлантического побережья США (de Verteuil, Norris, 1996) и зоной Cribroperidinium tenuitabulatum (Cte) Центрального Паратетиса (Jiménez-Moreno et al., 2006; Bakrač et al., 2012). Все эти зоны коррелируются с зонами NN4–NN5 (низы) (рис. 6). Полученные данные согласуются с результатами палинологического изучения миоцена Северного моря, где исчезновение Cousteaudinium aubryae указывается внутри диноцистовой зоны Labyrinthodinium truncatum, сопоставляемой с верхней частью зоны NN4–NN5 (низы) наннопланктонной шкалы Мартини (Martini, 1971) лангия (Dybkjær, Piasecki, 2010; Dybkjær et al., 2020).

Нижнекоцахурский спорово-пыльцевой комплекс по своей структуре и количественным соотношениям аналогичен установленному в верхней части сакараула. Для среднекоцахурского спорово-пыльцевого комплекса характерно господство пыльцы сосен, значительное сокращение участия пыльцы купрессовых, увеличение доли спор папоротников. Эти изменения предполагают похолодание климата в среднем коцахуре.

Тарханский. В большинстве разрезов Картлийской депрессии коцахурские отложения с размывом перекрыты чокракским конгломератом. Лишь в разрезах Уплисцихе, Тинисхиди и, возможно, Урбниси и Надарбазеви от размыва сохранились отложения тарханского региояруса. Присутствие в них моллюсков Crassostrea gryphoides, Aporrhais pespelecani и других тарханских видов (Багдаса-

рян, 1970; Ананиашвили, 1985) и фораминифер Florilus bouanus, Rotalia bulaeformis (Джанелидзе, 1970) однозначно определяет эти слои как тарханские. Тархан залегает с несогласием и перерывом на эродированной размытой поверхности (hardground), неровности которой заселялись устрицами Crassostrea gryphoides, захороненными в прижизненном положении с парными створками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных палеонтологических и литолого-стратиграфических исследований разрезов Картлийской депрессии в полосе г. Гори–г. Каспи, нами получены следующие основные результаты:

1. Граница олигоцена и миоцена проводится нами между нижне- и верхнеуплисцихскими подсвитами, что подтверждается предыдущими данными Ц.Д. Минашвили по наннопланктону (Ананиашвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017), а именно совместной встречаемостью зональных видов Triquetrorhabdulus carinatus и Sphenolithus cyperoensis в нижнеуплисцихской подсвите и наличием только вида T. carinatus в верхнеуплисцихской подсвите.

2. Стратотипические разрезы сакараульского региояруса (гора Сакарауло) и коцахурского региояруса (у г. Каспи) являются неполными и недостаточно изученными, вследствие чего гипостратотипом обоих региоярусов предложено считать разрез по балке Надарбазеви у станции Метехи на левом берегу р. Мтквари (Кура) (Стратотипы..., 1975; Воронина и др., 1991).

3. Сакараульский и коцахурский региоярусы имеют сходное двучленное строение: более грубую песчаную нижнюю часть с косой слоистостью и прослоями гравия и более тонкую песчано-алеврито-глинистую верхнюю.

4. Комплексы моллюсков и фораминифер уплисцихской свиты показывают высокую степень преемственности от олигоценовых комплексов, с постепенным нарастанием степени их тепловодности.

5. Состав сакараульских моллюсков резко отличен от состава уплисцихских и включает много мелководных тепловодных субтропических таксонов, общих с эггенбургом Центральной Европы. В ассоциации присутствуют индо-пацифические таксоны (род Fragum). Комплекс диноцист, найденных в верхней части сакараула, по совместному присутствию видов Cousteaudinium aubryae, Lingulodinium multivirgatum позволяет датировать отложения бурдигалом.

6. Комплекс коцахурских моллюсков состоит из эвригалинных родов и видов и солоноватоводных эндемиков Паратетиса, часть которых известна из неполносоленых бассейнов позднего оттнанга Центрального Паратетиса. Несмотря на детальные данные, в коцахурском бассейне не обнаружено следов процесса формирования этих эндемиков. Диноцисты коцахура, в отличие от моллюсков, представлены морскими родами и видами и свидетельствуют о принадлежности этой части разреза к позднему бурдигалу–части лангия. Доминирование пыльцы сосен, увеличение доли спор папоротников к середине коцахура (в разрезе Надарбазеви) указывают на сохранявшийся лесной тип растительности, при некотором похолодании климата.

7. Эрозионная граница и несогласие в основании тархана говорят о падении уровня моря на этой границе.

Благодарности. Авторы искренне благодарны рецензентам А.И. Яковлевой и Т.А. Яниной, взявшим на себя труд внимательно прочитать текст и сделавшим много полезных замечаний.

Источники финансирования. Полевые исследования были проведены при поддержке гранта РФФИ 19-05-00743, палинологические исследования и изучение наннопланктона выполнены в рамках государственного задания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананиашвили Г.Д. Территория Грузии и смежные с ней регионы в тарханское время // Тр. Геол. ин-та Груз. АН. Нов. сер. 1985. Вып. 90. 217 с.

Ананиашвили Г.Д., Минашвили Ц.Д. Биостратиграфия верхней части майкопской серии Грузии // Тр. Геол. ин-та Груз. АН. Нов. сер. 2000. Вып. 115. С. 116–125.

Андреева-Григорович А.С., Запорожец Н.И., Шевченко Т.В., Александрова Г.Н., Васильева О.Н., Яковлева А.И., Стотланд А.Б., Савицкая Н.А. Атлас диноцист палеогена Украины, России и сопредельных стран. Киев: Наукова Думка, 2011. 227 с.

Арчвадзе К.М. Микробиостратиграфия миоценовых отложений северного борта Картли-Кахетинской депрессии. Тбилиси: Грузнефть, 1955. 72 с.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Тр. Геол. ин-та РАН. 1996. Вып. 501. С. 55–69.

Багдасарян К.Г. Фауна моллюсков тарханского горизонта и условия ее существования. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 151 с.

Булейшвили Д.А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 239 с.

Варенцов М.И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 256 с.

Воронина А.А., Попов С.В., Панова Л.А., Печенкина А.П., Табачникова И.П. Стратиграфия майкопских отложений Восточной Грузии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 19–33.

Гончарова И.А. Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука, 1989. 197 с.

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

Давиташвили Л.Ш. О фауне коцахурского горизонта // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. 12. Вып. 3. С. 392–408.

Джанелидзе О.И. Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 172 с.

Джапаридзе И.Н. Раннемиоценовая флора Восточной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982. 119 с. (Тр. Геол. ин-та ГрузССР. Нов. сер. Вып. 77).

Запорожец Н.И. Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых – нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северо-Западное Предкавказье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 61–78.

Запорожец Н.И., Ахметьев М.А. Палеоботаническое изучение разреза майкопской серии олигоцена–нижнего миоцена по р. Белая выше г. Майкопа, Предкавказье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. № 6. С. 61–83.

Качарава М.В. Микрофораминиферы олигоцена и среднего миоцена района Норио. Тбилиси: Грузнефть, 1941. 106 с.

Квалиашвили Г.А. Онкофоровый (рзегакиевый) горизонт Евразии. Тбилиси: Изд-во АН ГрузССР, 1962. 231 с.

Квалиашвили Г.А. О взаимоотношении сакараульского и коцахурского горизонтов Грузии // Фауна мезозоя и кайнозоя Грузии и ее геоисторическое значение. Тбилиси: Мецниереба, 1970. С. 6–69.

Коиава К.П. Биостратиграфия сарматских отложений Восточной Грузии по фораминиферам. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 2006. 27 с.

Курцхалия Т.А. Об аналогах хаттского и аквитанского ярусов в Восточной Грузии // Изв. Геол. об-ва Грузии. 1982. Т. 9. Вып. 1/2. С. 50–55.

Курцхалия Т.А., Булейшвили Д.А., Папава Д.Ю. О наличии аквитанского яруса в Грузии // Сообщ. АН ГССР. 1972. Т. 86. № 2. С. 369–372.

Мдзинаришвили Р.З. Отчет о геологических исследованиях в районе Гори (по материалам съемки 1948 г.). Тбилиси: Грузнефть, 1953. 77 с.

Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону (Северный Кавказ и Крым). М.: Наука, 1980. 94 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 348).

Невесская Л.А., Гончарова И.А., Парамонова Н.П., Попов С.В. и др. Определитель миоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993. 412 с. (Тр. Палеонтол. ин-та. 1993. Т. 247).

Неогеновая система. Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1986. Т. 1. 419 с. Т. 2. 443 с.

Папава Д.Ю. Вопросы геологии восточной части Триалетского хребта и перспективы нефтегазоносности Грузии // Тр. ВНИГНИ. 1967. Т. 11. Вып. 1. С. 188–204.

Попов С.В. Моллюски коцахурских отложений Картлийской депрессии // Палеонтол. журн. 1983. № 3. С. 29–38.

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

Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена–нижнего миоцена Восточного Паратетиса. М.: Наука, 1993. 207 с. (Тр. ПИН РАН. Т. 256).

Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В., Бугрова Э.М., Сычевская Е.К., Щерба И.Г. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Часть 1. Поздний эоцен–ранний миоцен. М.: Научный мир, 2009. 178 с. (Тр. ПИН РАН. Т. 292.)

Попов С.В., Головина Л.А., Гончарова И.А. Миоценовые отложения, моллюски и наннопланктон Восточного Паратетиса в Северном Иране // Стратиграфические и палеогеографические проблемы неогена и квартера России. М.: ГЕОС, 2015. С. 34–38.

Стратотипы ярусов неогена Средиземноморья. Т. 2. Братислава: VEDA, 1975. 364 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений южных регионов европейской части России и объяснительная записка к ней. М.: Палеонтол. ин-т, 2004. 83 с.

Фурсенко А.В. Введение в изучение фораминифер. Новосибирск: Наука, 1978. 242 с.

Харатишвили Т.Д. Фауна сакараульского горизонта и ее возраст. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1952. 274 с.

Чубинишвили К.Г., Арчвадзе К.М. Петрография и микрофауна третичных отложений Восточной Грузии. Тбилиси: Грузнефть, 1958. 483 с.

Ananiashvili G., Ananiashvili L., Minashvili Js., Sakhelashvili L., Japaridze I. New data on biostratigraphy of Aquitanian sediments of Georgia // Proc. Geol. Inst. Georg. AS. 1998. P. 101–109 (in Georgian).

Bakrač K., Koch G., Sremac J. Middle and Late Miocene palynological biozonation of the south-western part of Central Paratethys (Croatia) // Geol. Croatica. 2012. V. 65. № 2. P. 207–222.

Bukhsianidze M., Koiava K. Synopsis of the terrestrial vertebrate faunas from the Middle Kura Basin (Eastern Georgia and Western Azerbaijan, South Caucasus) // Acta Palaeontol. Polon. 2018. V. 63. № 3. P. 441–461. https://doi.org/10.4202/app.00499.2018

de Verteuil L. Palynological delineation and regional correlation of Lower through Upper Miocene sequences in the Cape May and Atlantic City Boreholes, New Jersey Coastal Plain // Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Res. 1997. V. 150X. Eds. Miller K.G., Snyder S.W. P. 129–145.

de Verteuil L., Norris G. Miocene dinoflagellate stratigraphy and systematics of Maryland and Virginia // Micropaleontology. 1996. V. 42 (Suppl). P. 1–172.

Dybkjær K., Piasecki S. Neogene dinocyst zonation for the eastern North Sea Basin, Denmark // Rev. Palaeobot. Palynol. 2010. V. 161. № 1–2. P. 1–29. https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2010.02.005

Dybkjær K., Rasmussen E.S., Eidvin T., Grøsfjeld K., Riis F., Piasecki S., Śliwińska K.K. A new stratigraphic framework for the Miocene–Lower Pliocene deposits offshore Scandinavia: a multiscale approach // Geol. J. 2020. V. 56. № 3. P. 1699–1725. https://doi.org/10.1002/gj.3982

Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G. (Eds.) A Geological Time Scale 2020. V. 2. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2020.

Hannah M.J. The palynology of ODP site 1165, Prydz Bay, East Antarctica: a record of Miocene glacial advance and retreat // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2006.

V. 231. P. 120–133.
https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.07.029

Jimenez-Moreno G., Head M.J., Harzhauser M. Early and Middle Miocene dinoflagellate cyst stratigraphy of the Central Paratethys, Central Europe // J. Micropalaeontol. 2006. V. 25. P. 113–139.

King C. Biostratigraphy // A revised correlation of Tertiary rocks in the British Isles and adjacent areas of NW Europe. Eds. King C., Gale A.S., Barry T.L. Geol. Soc. London. Spec. Rep. 2016. V. 27. P. 19–57.
https://doi.org/10.1144/SR27.3

Martini E. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation // Proc. 2nd Planktonic Conf. Roma, 1971. P. 739–785.

Minashvili Ts., Ananiashvili G. Problem of stratigraphic boundary between the Paleogene and Neogene Systems in the Eastern Paratethys // Bull. Georg. Nat. AS. 2017. V. 11. № 3. P. 106–111.

Okada H., Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) // Marine Micropaleontol. 1980. V. 5. P. 321–325.

Powell A.J., Brinkhuis H. Figure 21.2 // A Geological Time Scale 2004. Eds. Gradstein F., Ogg J., Smith A. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. P. 423.

Rossi M., Mosca P., Polino R., Rogledi S., Biffi U. New outcrop and subsurface data in the Tertiary Piedmont basin (NW Italy): unconformity-bounded stratigraphic units and their relationships with basin-modification phases // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 2009. V. 115 (3). P. 305–335.

Seneš J. (Ed.) Ottnangien. Bratislava: VEDA, 1973. 841 p.

Steiniger F.F., Aubry M.P., Berggren W.A., Biolzi M., Borsetti A.M., Cartlidge J.E., Cati F., Corfield R., Gelati R., Iaccarino S., Napoleone C., Ottner F., Roegl F., Roetzel R., Spezzaferri S., Tateo F., Villa G., Zevenboom D. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Base of the Neogene // Episodes. 1997. № 20/1. P. 23–28.

Zevenboom D. Dinoflagellate cysts from the Mediterranean Late Oligocene and Miocene. Ph.D. Diss. Univ. Utrecht., 1995. 221 p.

Рецензенты А.И. Яковлева, Т.А. Янина, А.К. Маркова

Paleontological and Lithological Characteristics of the Lower Miocene Stratotype Sections of the Eastern Paratethys (Kartli Depression, Georgia)

S. V. Popov[a, #], G. N. Aleksandrova[b], A. A. Voronina[c, †], N. I. Zaporozhets[b, †], L. A. Golovina [b], and K. P. Koiava[d]

[a] *Borisyak Paleontological Institute of the Russian Academy of Science, Moscow, Russia*
[b] *Geological Institute of the Russian Academy of Science, Moscow, Russia*
[c] *Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[d] *Tbilisi State University, Janelidze Institute of Geology, Tbilisi, Georgia*
[#] *e-mail: serg.pop@mail.ru*

The study of lithology and composition of mollusks made it possible to subdivide the Uplistsikhe Formation into two subformations and five members. The Sakaraulian and Kotsakhurian regional stages show a distinct two-member structure: a rougher sandy-gravel lower part and a finer sandy-silty-clayey upper part. All these divisions are mapped within the Kartli depression from Gori to Kaspi. The study of the composition of dinocysts and nannoplankton from the Uplistsikhe, Nadarbazevi and Kvakhvreli sections made it possible to correlate with zonal scales for these groups and more accurately date these stratigraphic units. The Oligocene/Miocene boundary in the Gori–Uplistsikhe section was drawn at the base of the Upper Uplistsikhe Subformation by the appearance of warm-water mollusks with *Cardita caliculata* and the disappearance of the zonal Oligocene species *Sphenolithus cyperoensis* (NP25), with the continued presence of *Triquetrorhabdulus carinatus* (NN1). Findings of stratigraphically important species of dinocysts *Cousteaudinium aubryae*, *Trinovantedinium harpagonium*, *Lingulodinium multivirgatum* in the upper Sakaraulian in the Nadarbazevi section make it possible to compare this association with zones DN2–DN3 and correlate it with zones NN3–NN4 in terms of nannoplankton. The constant presence of oceanic species of dinocysts, including during the Kotsakhurian time, testifies to the continued connection of this sea with open basins.

Keywords: Neogene, mollusks, dinocysts, nannoplankton, foraminifera, biostratigraphy, sedimentation conditions, Eastern Georgia

EDN: TMRMQP
СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2022, том 30, № 5, с. 99–110

УДК 551.7.03

ИЛЬИНСКИЙ ГОРИЗОНТ СРЕДНЕГО МИОЦЕНА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ, СООБЩЕСТВА МОЛЛЮСКОВ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

© 2022 г. Ю. Б. Гладенков*

Геологический институт РАН, Москва, Россия

**e-mail: gladenkov@ginras.ru*

Поступила в редакцию 27.11.2021 г.
После доработки 23.01.2022 г.
Принята к публикации 02.02.2022 г.

Приводятся результаты изучения ильинского горизонта среднего миоцена Западной Камчатки и характерных для него моллюсков. Установлены его возрастные аналоги в Японии, на Сахалине и в Корякском нагорье. Выявлены особенности распространения сообществ моллюсков начала среднего миоцена на разных широтах шельфовых зон Северо-Западной Пацифики. Высказано предположение, что в начале среднего миоцена комплексы тепловодных (субтропических и низкобореальных) моллюсков мигрировали от широт Японии до Северной Камчатки. Это событие было связано, видимо, с "глобальным потеплением миоцена", приведшим к определенным изменениям гидрорежима в океане, в частности к перемещению относительно теплых водных масс в северном направлении. В районах обрамления Северной Пацифики это событие последовало за тектоническими перестройками, которые повлияли на развитие морской трансгрессии, отразившейся в формировании осадочных формаций многих районов региона.

Ключевые слова: Дальний Восток, средний миоцен, биокомплексы, трансгрессия, миграция, климатический оптимум

DOI: 10.31857/S0869592X22040032

ВВЕДЕНИЕ

В послевоенные годы геологи СССР приступили к планомерному изучению широко развитых толщ кайнозоя Дальнего Востока, в частности Камчатско-Сахалинской области. Хотя эти образования начали исследовать еще в 1930-е годы, и уже тогда появились первые сведения о составе найденных в них моллюсках (Б.Ф. Дьяков, И.Б. Плешаков, И.П. Хоменко, В.С. Слодкевич, Л.В. Криштофович и др.), только в 1950-х годах здесь стали разрабатывать реальные стратиграфические схемы палеогена и неогена. В частности, в пределах Западной Камчатки были описаны опорные разрезы морских толщ, в которых были найдены последовательно сменяющиеся комплексы моллюсков, служившие тогда основой для корреляций свит.

В 1959 г. в г. Оха Северного Сахалина состоялось Первое межведомственное стратиграфическое совещание по Дальнему Востоку, на котором были впервые приняты региональные стратиграфические схемы палеогена и неогена с выделением в них свит и горизонтов. Огромную роль в их обосновании сыграли, в частности, специалисты по моллюскам Л.В. Криштофович, А.П. Ильина и другие. Хотя создание этих схем явилось важным шагом в изучении кайнозоя Дальнего Востока, многие вопросы стратиграфии оставались еще нерешенными. И поэтому стратиграфические схемы нуждались в уточнении как возраста стратонов, так и сопоставления свит разных районов. Широко развернутые геолого-съемочные и тематические работы в этот период позволили внести в схемы много нового. Результаты стратиграфических исследований были освещены в крупной сводке по геологии Камчатки середины 1960-х годов (Геология..., 1964).

В 1974 г. в г. Петропавловск-Камчатский состоялось Второе межведомственное стратиграфическое совещание по схемам кайнозоя Камчатки и Сахалина. К этому времени ряд стратиграфических проблем был освещен более полно, чем ранее, так как появились новые материалы не только по ископаемым моллюскам (например, Криштофович, 1964; Гладенков Ю., 1972), но и по фораминиферам, диатомеям, листовой флоре и пр. Кроме того, возникла возможность ознакомиться со многими материалами японских и американских специалистов – наших коллег по изучению кайнозоя Тихоокеанской области, что позволило внести много коррективов в корреляционные построения.

В 1970–1980-х гг. изучение кайнозойских разрезов региона, в том числе ископаемых комплексов, продвинулось далеко вперед. В печати появил-

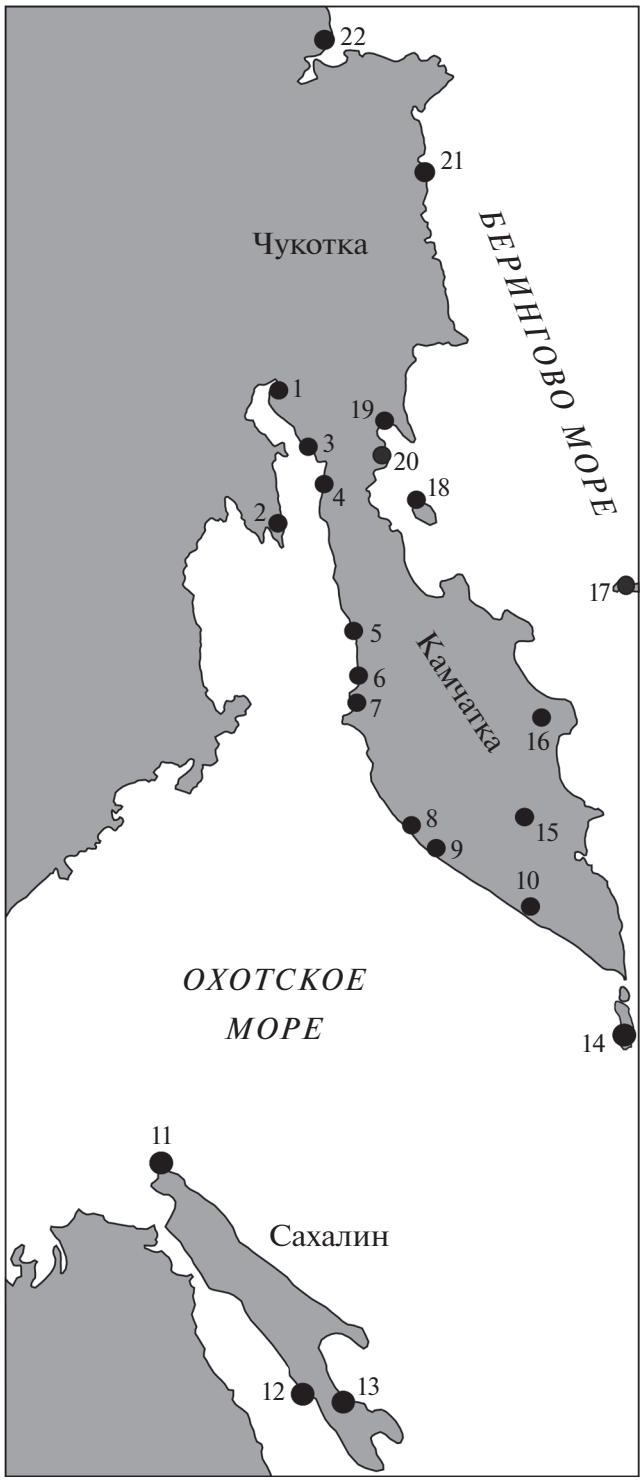


Рис. 1. Расположение изученных разрезов нижней части среднего миоцена в Камчатско-Сахалинской области.
1 – мыс Астрономический, 2 – п-ов Тайгонос, 3 – мыс Угольный, 4 – мыс Большой, 5 – р. Тигиль (Точилинский опорный разрез), 6 – бухта Майнач, 7 – бухта Квачина, 8 – р. Хейсли, 9 – р. Кавран, 10 – р. Голыгина, 11 – п-ов Шмидта, 12 – Холмский р-он, 13 – Макаровский р-он, 14 – Курильские о-ва, 15 – Валагинский хребет, 16 – Кроноцкий п-ов, 17 – о. Беринга, 18 – о. Карагинский, 19 – Ильпинский п-ов, 20 – Корфский р-он, 21 – Хатырский р-он, 22 – Анадырский р-он.

ся ряд сводок по стратиграфии и палеонтологии кайнозоя разных регионов в виде атласов и монографий. В них, в частности, были приведены описания значительного числа видов ископаемой фауны и флоры (Жидкова и др., 1974; Серова, 1978; Атлас..., 1984; Гладенков Ю., Синельникова, 1990). В стратиграфических схемах кайнозоя 1994 г. (Решения..., 1998) эти данные были использованы для существенной коррекции и пополнения видовых списков комплексов, в частности моллюсков, характеризующих региоярусы (горизонты) Камчатки и Сахалина.

В пределах Западной Камчатки в палеоценовых горизонтах к началу XX века было определено несколько десятков видов моллюсков, что составило большой блок палеонтологического материала (геткилнинский горизонт – 78 видов, камчикский горизонт – 86 видов, ткаправаямский горизонт – 68 видов). Одновременно в верхнеэоценовых горизонтах было выявлено около 80 видов (аманинско-гакхинский горизонт). Если обратиться к миоцену, то здесь число определенных видов моллюсков в отдельных горизонтах тоже относительно высокое (кулувенский горизонт нижнего миоцена – 71 вид, ильинский горизонт низов среднего миоцена – 159, отдельные слои какертского горизонта – 117 и этолонского горизонта верхов среднего миоцена – до 135 видов). Естественно, что при изучении палеокомплексов горизонтов прежде всего обращалось внимание на особенности их видового состава, необходимые для определения их возрастного положения и понимания их фациальной приуроченности. Несмотря на определенную условность количественных характеристик палеокомплексов, они вместе с данными по видовому составу являются полезными как для их сравнения, так и палеобиогеографических реконструкций.

Уже давно внимание палеонтологов привлекал тот факт, что ильинский горизонт среднего миоцена по сравнению с другими горизонтами охарактеризован самым значительным числом видов – около 160. Надо иметь в виду, что это число отражает видовой состав комплекса не какого-либо отдельного разреза Западной Камчатки, а сумму видов, встреченных в нескольких ее разрезах. С севера на юг эти разрезы составляют три группы объектов, прослеживающихся вдоль восточного побережья Охотского моря на расстоянии до 1000 км (на рис. 1 отмечены номера разрезов, данные по которым используются далее). Первая из них расположена на севере Западно-Камчатской структурно-формационной зоны, на побережье Пен-

жинской губы (№ 1 – мыс Елистратова, мыс. Астрономический, № 2 – п-ов Тайгонос, № 3 – мыс Угольный – р. Рекинники, № 4 – мыс Большой – устье р. Пустая). Вторая группа разрезов приурочена к средней части той же зоны, к Тигильскому району (№ 5 – Точилинский опорный разрез между устьями р. Этолона и р. Тигиль, № 6 – бухта Майначская, № 7 – бухта Квачина). Третья, самая южная, группа протягивается от мыса Утхолокского практически до юга Камчатки (№ 8 – р. Хейсли, № 9 – р. Кавран, № 10 – Соболевская зона, р. Голыгина и пр.). Автор в течение ряда лет принимал участие в изучении разрезов и моллюсков ильинского горизонта из этих объектов (прежде всего второй и третьей группы), но особый вклад в эти исследования внесла В.Н. Синельникова (1985), с которой автор сотрудничал многие годы. В 1990 г. нами была выпущена книга, специально посвященная описанию моллюсков миоцена Западной Камчатки (Гладенков Ю., Синельникова, 1990). В это описание вошли сведения, в частности, и об ильинском комплексе. Однако некоторые геологические заключения по этому материалу сделаны не были, что заставляет сейчас вернуться к нему, тем более что в последние годы были изучены дополнительные палеонтологические данные по среднемиоценовым свитам (в частности, по разрезам Майначской и Квачинской бухт Западной Камчатки, а также других объектов Северо-Восточной Камчатки (Корфский район и Ильпинский п-ов) и Южного Сахалина (Холмский район (р. Арканзас–пос. Новоселово) и Макаровский район). Кроме того, для сравнения были привлечены материалы по среднему миоцену Корякского нагорья, а также Японии.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СРЕДНЕМИОЦЕНОВОГО ИЛЬИНСКОГО ГОРИЗОНТА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ И СОСТАВА КОМПЛЕКСОВ МОЛЛЮСКОВ

Ниже дается характеристика ильинского горизонта среднего миоцена, который сформировался в шельфовой зоне Западно-Камчатского региона в период проявления ряда важных геологических событий (фаза тектогенеза конца раннего миоцена, последовавшая за ней масштабная морская трансгрессия и субглобальное потепление), что не могло не отразиться на составе и структуре свойственных горизонту ценозов моллюсков. Ильинский комплекс в целом относится к тепловодному типу, так как он содержит много паратропических родов и видов. Среди кайнозойских подразделений Западной Камчатки ильинский горизонт занимает маркирующую позицию нижнего члена кавранской серии (средний–верхний миоцен), которая сменяет в разрезе тигильскую и воямпольскую серии (палеоцен–нижний миоцен) и перекрывается с несогласием энемтенской свитой плиоцена.

Стратотипом ильинского горизонта является одноименная свита, выделенная в Точилинском разрезе Тигильского района Западной Камчатки (его название дано в 1959 г. на Охинском совещании вместо “горизонта базальных конгломератов” В.Ф. Дьякова). В этом разрезе горизонт залегает на кулувенской свите нижнего миоцена с размывом, но без видимого несогласия. В кулувенской свите (песчаники, мощность 270 м) отмечены характерные Periploma sakhalinensis (Slod.), Mytilus tihanovichi Mak., Thyasira disjuncta Gabb, Spisula equilateralis Kanno, Macoma simizuensis L. Krisht., Portlandia orientalis Glad. (в комплексе 38 видов).

Стратиграфически снизу вверх ильинскую свиту слагают (Атлас..., 1984) (рис. 2):

1. В основании (1 м) конгломераты среднегалечные, обычно с хорошо окатанной галькой разных пород (базальты, андезиты, песчаники, аргиллиты, опоки и др.), крепкие, местами переходящие в гравелиты. Они сменяются песчаниками с галькой. Породы грязно-серые, мусорные, переполненные раковинами моллюсков Mytilus ochotensis Slod., Modiolus wajampolkensis Slod., Panopea elongata Kanno, Pododesmus macroshisma (Deshayes) и др. Выше залегают гравелиты и песчаники голубовато-серые, местами косослоистые, грубозернистые, с кусочками древесины, с небольшими карбонатными конкрециями шаровой формы (до 5 см в диаметре), с остатками морских ежей и раковинами моллюсков Yoldia nabiliana Sim., Macoma sejugata (Yok.), Dosinia sp. и др. Мощность 15.5 м.

2. Песчаники грубозернистые, сизовато-серые, выбеленные, неяснослоистые, с тонкими прослоями алевролитов, в основании (1 м) скопление гальки. Вмещают карбонатные конкреции (до 10 см) с раковинами Periploma sachalinensis Slod., Polinices remonensis (Clark), Yoldia sp., Macoma sp. Мощность 15–20 м.

3. Песчаники и алевролиты темно-серые, массивные, крепкие, с линзами гравелитов и многочисленными мелкими шаровидными карбонатными конкрециями. Много раковин Thracia kavranensis Ilyina, Mya grewingki Mak., Periploma sakhalinensis Slod. и др. Мощность 18 м.

4. Те же породы с галечными прослоями, с остатками Mya elegans Eichwald, Turritella kadonasawaensis (Otuka). Мощность 6–7 м.

5. Песчаники темно-серые, среднезернистые, массивные, местами косослоистые. Линзы гравелитов и конгломератов. Небольшие размывы по слоистости. Внизу прослой туфа (0.5–0.6 м). Много рассеянных карбонатных конкреций – шаровых и караваеобразных. Среди остатков моллюсков Criptomya californica (Conr.), Macoma optiva (Yok.), Mya elegans. Мощность 42 м.

6. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, плотные, с прослоями конгломератов, с остатками

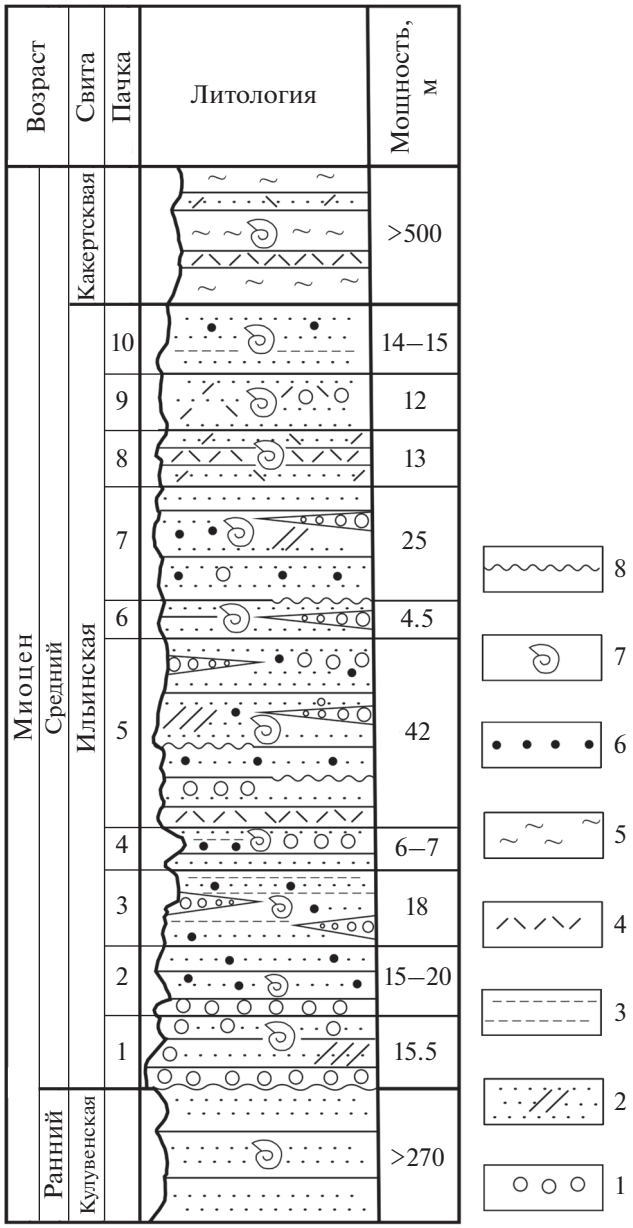


Рис. 2. Стратотипический разрез ильинской свиты Западной Камчатки.
1 – конгломераты, гравелиты, 2 – песчаники, в том числе косослоистые, 3 – алевролиты, 4 – туфы, 5 – диатомиты, 6 – карбонатные конкреции, 7 – палеонтологические остатки, 8 – несогласное залегание, размывы.

Mya cuneiformis Bohm, Glycymeris cf. gabbi Dall, Dosinia sp. Мощность 4 м.

7. Песчаники темно-серые, в основании с небольшим размывом, косослоистые, вверху с линзами гравелитов, с большим количеством караваеобразных конкреций (до 0.2–0.3 м). В них много раковин Crassatella vasta Devjatilova, Mytilus tihanovichii Mak., Mya elegans, Buccinum uvutschense Ilyina, Turritella kadonosawaensis, Velutina sp. Мощность 25 м.

8. Туфопесчаники сизо-серые, выбеленные, мелкозернистые, с прослоями (0.2 м) туфов андезито-дацитового состава. В верхней части мелкая галька и небольшие карбонатные конкреции неправильной формы. Много раковин моллюсков Spisula onnechiuria (Otuka), Chlamys kaneharai (Yok.), Mya cuneiformis, Macoma sejugata. Мощность 13 м.

9. Туфопесчаники голубовато-серые, мелкозернистые, кремнисто-глинистые, плотные, с раковинами Macoma cf. optiva, Mya sp. Мощность 12 м.

10. Туфопесчаники сизо-серые, алевритистые, разнозернистые, вверху шаровидные и караваеобразные конкреции, которые содержат раковины моллюсков Modiolus wajampolkensis Slod., Cyclocardia tokunagai (Yok.), Volutomitra sp. Мощность 14–15 м.

Общая мощность свиты около 150 м.

Выше согласно залегает какертская свита (до 500 м), которая включает в основном желтовато- и голубовато-серые выбеленные туфодиатомиты с прослоями кристалло-витрокластических андезито-дацитовых и дацитовых туфов. В самых нижних слоях свиты среди других обычно бореальных форм определены представители относительно тепловодных Arca, Anadara, Turritella и прочих. Но типичными формами для какертской свиты являются Mytilus cheisleveemensis Slod., M. kakertensis Sin., Yoldia thraciaeformis (Stor.), Macoma optiva, Chlamys cosibensis cosibensis (Yok.), Glycymeris iidensis Kanno, Buccinum sakhalinensis Dall и др.

Как отмечалось, ильинский горизонт трассируется практически вдоль всей Западной Камчатки с севера на юг: от северного побережья Пенжинской губы и далее на юг (до р. Кавран и Соболевской зоны), т.е. на несколько сотен километров. Залегание этого горизонта на подстилающих породах в одних случаях согласное, но с размывом, а в других случаях трансгрессивное и несогласное. Так, в северных разрезах Западной Камчатки ильинская свита залегает с размывом и резким угловым несогласием на мезозойских и палеогеновых образованиях. В основании обычно отмечаются брекчии и крупногалечные конгломераты (до 10 м) с галькой подстилающих пород – черных аргиллитов, песчаников и базальтов. Подобный же нижний контакт свиты наблюдается в районе бухты Квачина (средняя часть Охотоморского побережья Камчатки), где ильинская свита перекрывает меловые, палеогеновые и нижнемиоценовые толщи (Гладенков Ю. и др., 2018). Литологический состав горизонта в более южных разрезах повсеместно остается близким к вышеописанному: его слагают конгломераты, гравелиты и песчаники (часто косослоистые), то есть относительно мелководные образования. В базальной части горизонта валуны и галька представлены андезитами, порфиритами, песчаниками, кремнистыми сланцами, алевролитами и опоками мезозоя и па-

леогена. Песчаники обычно серые, зеленовато-серые, полимиктовые, разнозернистые, в верхней части туфогенные, часто плохо сортированные, косослоистые, при выветривании рыхлые, местами с карбонатными стяжениями. В них часто залегают линзы и пласты ракушняков. Мощность горизонта практически повсеместно составляет 140–150 м, и лишь в районе р. Кавран она оценивается в 170 м.

Отдельно следует сказать о комплексе моллюсков, типичных для этого горизонта. Как уже указывалось, он достаточно представительный (до 160 форм). Характерными для комплекса являются относительно мелководные (в основном верхне-сублиторальные) виды – Pododesmus macroshisma Deshayes, Modiolus wajampolkensis, Panomya elongata Kanno, Periploma sakhalinensis, Crassatella vasta, Arca watanabei Kanno, Dosinia tugaruana Nomura, Chlamys kaneharai, Macoma optiva, Anadara sp., Polinices ramonensis Clark, Turritella tokunagai Yok. и другие. Особенность этого биосообщества – присутствие представителей родов, характерных для относительно тепловодных бассейнов, что, вместе со значительным общим числом его видов, отличает данный комплекс от сообществ подстилающих и перекрывающих толщ.

Перечисленные формы в большом количестве, часто в скоплениях, встречаются во всех изученных разрезах, хотя в разных разрезах число обнаруженных видов варьирует. Так, в северных разрезах их количество достигает 130, в стратотипическом разрезе неогена Тигильского района их отмечается около 150, в южном (кавранском) разрезе – порядка 80. В последнем разрезе уменьшается, в частности, таксономическое разнообразие гастропод (отсутствуют Volutidae, мало Buccinidae). Это связано, видимо, с некоторым изменением фаций. В целом при появлении в горизонте, помимо конгломератов и гравелитов, песчано-глинистых пород количество видов обычно несколько увеличивается. Подобные изменения отмечены и в биоценозах верхней сублиторали современных морей. Из сравнения ильинского сообщества с современными комплексами (Кузнецов, 1963) следует, что его основу составляют моллюски неподвижных, малоподвижных и подвижных трофических групп.

Отметим, что стратиграфический возраст ильинского горизонта принят как *нижняя часть среднего миоцена* (Серова, 1978; Атлас..., 1984; Решения..., 1998; Гладенков А., 2007 и др.). Для этого использованы, в частности, данные по фораминиферам и диатомовым. Стратиграфическая позиция горизонта определена на уровне северотихоокеанских диатомовых зон Denticulopsis praelauta–Denticulopsis lauta, что соответствует интервалу 16.3–14.9 млн лет, то есть практически объему лангийского яруса низов среднего миоцена (Koizumi, 1977; Akiba, 1986). Эти “опорные” диатомовые зоны выявлены во многих упомянутых ниже разрезах Камчатки, Сахалина и Японии, как и в других районах Северной Пацифики. В Японии на о. Хонсю возрастные эквиваленты горизонта охарактеризованы также богатыми комплексами планктонных фораминиферовых зон № 8–9 шкалы У. Блоу того же возраста (Tsuchi, Ibaraki, 1981).

Ниже будут рассмотрены некоторые палеобиогеографические проблемы, связанные с распространением моллюсков в начале среднего миоцена в пределах шельфовой зоны Северо-Западной Пацифики. Для этого будут использованы литературные данные и материалы автора, который в прошлые годы смог изучить многие неогеновые разрезы как Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина, так и Японии – Хоккайдо и Северного Хонсю.

КОРРЕЛЯЦИЯ ИЛЬИНСКОГО ГОРИЗОНТА С ВОЗРАСТНЫМИ АНАЛОГАМИ СОСЕДНИХ РЕГИОНОВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ КОМПЛЕКСОВ МОЛЛЮСКОВ В ШЕЛЬФОВЫХ ЗОНАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Первые попытки корреляции ильинского горизонта относятся еще к 1980-м годам прошлого века (Гладенков Ю., 1988). Сравнение ильинского горизонта по литологическому составу и палеонтологической характеристике с одновозрастными образованиями соседних районов уже тогда позволило наметить варианты их корреляции. Суммирование же последних данных приводит к новым и более обоснованным построениям. Прежде всего, было выявлено, что отложения низов среднего миоцена достаточно широко распространены в Охотоморском и Япономорском районах – *на Сахалине и в Северной Японии*, т.е. южнее Западной Камчатки. Комплексы моллюсков здесь обнаруживают как определенное сходство с рассмотренными ранее, так и отличия от них.

На *Южном Сахалине* (рис. 1; разрезы № 12, 13 – Холмский (с Александровским) и Макаровский районы, № 14 – Курильские о-ва) эти образования представлены аусинской свитой, которая залегает с размывом на подстилающих толщах (Жидкова и др., 1974). В ее песчанико-конгломератовых породах мощностью 50–150 м среди бореальных форм отмечены, в частности, тепловодные виды Dosinia tugaruana Nomura, Arca watanabei Kanno, A. amicula elongata Noda, Ostrea sp. и др. На Северном Сахалине (разрез № 11 – п-ов Шмидта) в пильской свите определены остатки Pitar, Ostrea (Гладенков Ю. и др., 2002).

Автору в свое время пришлось изучить ряд разрезов кайнозоя Японии, что позволило получить сравнительные данные, в частности, по среднему

миоцену этого региона (Гладенков Ю., 1988). В кратком виде эти данные сводятся к следующему. На *о. Хоккайдо*, в районе Юбари находится формация Такиное низов среднего миоцена (конгломераты и грубозернистые выбеленные песчаники и алевролиты мощностью до 80 м), которая залегает на подстилающих толщах несогласно и с размывом в основании. В нижней части формации собраны раковины тепловодных родов моллюсков Dosinia, Anadara, Pitar, Crepidula, Turritella и проч. Обращает на себя внимание присутствие в комплексе редких типично тропических форм Vicariella, которые в более северных разрезах не встречены (Kanno, Ogawa, 1964; Ogasawara et al., 1982).

Южнее о. Хоккайдо, *в северной части о. Хонсю* (горы Китаками), отмечена формация Кадонозава с реперным комплексом моллюсков (с “фауной Кадонозава”). Она залегает с размывом и сложена в основном песчаниками с галькой и алевролитами мощностью около 100 м. Характерными видами для нее являются многочисленные относительно тепловодные Vicaria, Anadara, Ostrea и другие формы (Chinzei, 1978). В других районах Северного Хонсю (Сендай, Дзебан, Какегава, п-ов Ога) в одновозрастных толщах (формации Тсунаки, Шиобара, Нисикуросава и другие), залегающих обычно с размывом, найдены сообщества конхилиофауны тропического и южнобореального типа с Vicaria, Vicariella, Dosinia, Anadara, Pitar, Turritella (Tsuchi, Ibaraki, 1981). Надо отметить, что в Северной Японии в ряде формаций отмечается теплолюбивая флора Дайдзима, которая маркирует “миоценовый климатический оптимум” (Tanai, 1967).

В южной части Японии в среднемиоценовых разрезах выявлены комплексы моллюсков типично тропического типа, которые южнее прослеживаются в шельфовых зонах Индонезии, Филиппин, Бирмы и Индии (Shuto, 1975). Корреляции неогеновых горизонтов Северной и Южной Японии посвящены уже многие работы (Ikebe, Tsuchi, 1984).

Вместе с тем возрастные аналоги ильинского горизонта встречаются и в других районах – на Восточной Камчатке и Корякском нагорье, которые омываются водами Тихого океана, с включением Берингова моря. В пределах *восточной части Камчатки*, на южном фланге Валагинского хребта (рис. 1, разрез № 15, р. Корниловская), выделяется, в частности, корниловский горизонт нижнего–среднего миоцена (Гладенков Ю., 2016). В его средней толще, сложенной конгломератами и песчаниками с галькой (100 м), отмечена группа тепловодных моллюсков, которые сходны с комплексом ильинской свиты: Dosinia sp., Modiolus wajampolkensis, Macoma optiva, Spisula onnechiuria и другие. В верхах толщи встречаются остатки теплолюбивых растений Fagus. В пределах Кроноцкого п-ова (разрез № 16, р. Ракитинская, р. Тюшевка и их притоки) выделяются несогласно и с размывом залегающие ракитинская свита и свита Горячих ключей (конгломераты, песчаники, ракушняки, спонголиты, мощностью до 50 м и более), которые вмещают моллюски Glycymeris, Crassatella, Securella, Pitar, Taras, Crenella и пр. Сходные остатки отмечены и в средней части горбушевской толщи того же района. Одновременно на Командорских о-вах (разрез № 17) в среднемиоценовых слоях толщи Северо-Западного мыса отмечены остатки тепловодного рода Pitar (Гладенков Ю., 1984).

На о. Карагинский Восточной Камчатки (разрез № 18) низы среднего миоцена (пестроцветная свита, нижняя часть) сложены гравелитами и песчаниками (100 м). Здесь тоже найдены остатки раковин тепловодных видов Securella chehalisensis Weaver, Neneridae, Columbaridae (Гладенков Ю. и др., 1992).

В целом на Восточной Камчатке подобные комплексы встречаются реже, чем на Западной Камчатке, в связи с тем, что верхнесублиторальные отложения в силу разных причин (в том числе тектонических и палеогеографических) представлены здесь не широко, а преобладающими являются флишоидные и относительно глубоководные фации, которые часто сопровождаются вулканическими образованиями. Тем не менее и здесь, как уже отмечено, встречены мелководные толщи со сравнительно тепловодными палеосообществами.

Помимо этого, достаточно представительные тепловодные комплексы среднего миоцена были найдены нами в пограничной зоне Северо-Восточной Камчатки и южного фланга *Корякского нагорья*, в районе пос. Корф – Ильпинского п-ова (Гладенков Ю. и др., 1987; Волобуева и др., 1994). Несколько севернее пос. Корф (разрез № 19) была выделена успенская свита, сложенная в основном песчаниками. В ее верхней части развиты толщи (75–100 м) гравелитов, алевролитов, песчаников с прослоями туфов и лигнитов. Они охарактеризованы сравнительно богатым сообществом тепловодных моллюсков (около 40 видов): Dosinia rumoensis Amano, D. tugaruana, D. kaneharai Yok., Yoldia nabiliana, Modiolus wajampolkensis., Thracia kavranensis Ilyina, Mya grewingki Fujie, Periploma cf. sakhalinensis., Anadara korfiensis Sin., Securella chehalisensis, Pitar gretschischkini, Macoma optiva, Ostrea makarovi L. Krisht., Mytilus ochotensis, Polinices ramonensis, Crepidula ungana Dall, Neverita jamesae Moore, Cancellaria oregonensis Conrad и другие. Вместе с тем севернее и западнее пос. Корф выделен “ежовый горизонт” (песчаники мощностью 100 м) с близкими сообществами моллюсков, а в северной части п-ова Ильпин-

ский (№ 20) в песчано-конгломератовых породах также был отмечен сходный комплекс. Сообщество из района бухты Корфа отличается, во-первых, присутствием в нем значительного числа представителей родов, распространенных сейчас в субтропических и южнобореальных морях, а во-вторых, большим сходством данной ассоциации моллюсков с таковой ильинского горизонта Западной Камчатки. Последнее может свидетельствовать в пользу высказанного в прошлые годы предположения о прямой связи морских бассейнов среднего миоцена Западной Камчатки и северо-восточной части Камчатки.

Среднемиоценовые толщи отмечаются также северо-восточнее Камчатки – в пределах беринговоморских районов Корякского нагорья (Чукотка). Они описаны в Хатырском прогибе и Анадырской впадине. В Хатырском прогибе (рис. 1, разрез № 21), расположенном на западной окраине Берингова моря, эти отложения слагают ундал-уменскую свиту (конгломераты и песчаники, мощность несколько сотен метров). Она залегает с несогласием и охарактеризована бореальным комплексом моллюсков, но среди них не отмечено ни одного представителя субтропического-южнобореального типа (таких как Dosinia, Arca, Anadara и других родов, встреченных южнее, на Камчатке и Сахалине). Хотя здесь и отмечены редкие остатки фагусовых, появление которых на этих широтах было связано, видимо, с общим относительным потеплением (Гладенков Ю. и др., 1985). Что касается расположенной севернее Анадырской впадины (рис. 1, № 22), то в ней к среднему миоцену относится автаткульский горизонт (песчаники мощностью до 200–690 м). В нем тоже отсутствуют тепловодные виды моллюсков этого возраста (Агапитов, 1991).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для более корректного проведения палеобиогеографических реконструкций представляется целесообразным кратко напомнить о некоторых особенностях распространения биотических сообществ, в том числе моллюсков, на современных шельфах переходной зоны Камчатско-Сахалино-Японского региона. Они подробно изложены в ряде публикаций, например в сводных работах А.И. Кузнецова (1963), О.А. Скарлато (1981), А.И. Кафанова и В.А. Кудряшова (2000) и других.

В конце прошлого века О.А. Скарлато (1981) на основании синтеза данных по двустворчатым моллюскам разных районов северо-западной части Тихого океана предложил оригинальную схему биогеографического районирования шельфа, относящегося к Тихоокеанской бореальной биогеографической области. Эту схему можно использовать для сравнения (рис. 3). Северная граница области практически совпадает с Беринговым проливом, южная – проведена в средней части о. Хонсю. В этой области были выделены две *биогеографические подобласти* – Берингийская высокобореальная и Северояпонская низкобореальная с границей на широте средней части Сахалина. В первой подобласти были намечены несколько провинций: Северокурильская, Охотоморская, Командорская (или округ), Восточночукотская, а также Анадырский округ. Во второй, Северояпонской, подобласти были выделены Северояпонская и Южносахалинская провинции. Между подобластями и провинциями существуют переходные зоны. Выделение этих биогеографических подразделений основано на анализе ареалов видов моллюсков. При этом учитываются три фоновых фактора, влияющих на ареалы, – широтная (климатическая) и вертикальная зональности моря, а также географическая провинциальность. Но в принципе температура является первичным фактором биогеографической дифференциации в море. В связи с этим обратим внимание на определение *термопатии* видов – способности организмов к обитанию в диапазоне температур, соответствующих экологическим требованиям вида. Термопатию наиболее четко определяют температуры, при которых происходит размножение видов. Эти “*температуры размножения*” коррелируются с зональными типами видовых ареалов. По О.А. Скарлато, согласно эмпирическим наблюдениям, среди двустворчатых моллюсков такие температуры составляют в среднем: у бореально-арктических видов 0–10°С, у широко распространенных бореальных 2–8°С, у низкобореальных 6–14°С, у субтропических и субтропическо-низкобореальных 14–20°С. При этом выявлено, что в субтропических и тропических широтах влияние температуры на распространение гидробионтов сравнительно ослаблено.

С учетом этих данных можно попытаться расшифровать некоторые особенности палеобиогеографии шельфовой зоны Камчатско-Сахалино-Японского региона в начале среднего миоцена. Одна из таких особенностей – распространение относительно тепловодных моллюсков в дальневосточных морях прошлого, которое отличалось от современного. Принимая во внимание постоянно накапливающиеся стратиграфические и палеонтологические данные по разным временным срезам неогена, нельзя не прийти к выводу, что температурные характеристики водных масс дальневосточных морей прошлого менялись. В качестве показательного примера привлекает внимание ильинский горизонт с его фауной, позволяющий решить ряд палеобиогеографических вопросов. Поэтому не случайно О.А. Скарлато, крайне заинтересованный в расшифровке реальной биогеографии северотихоокеанского бассейна прошлого, неоднократно обсуждал эту проблему с палеонтологами и делился своими соображениями на этот счет.

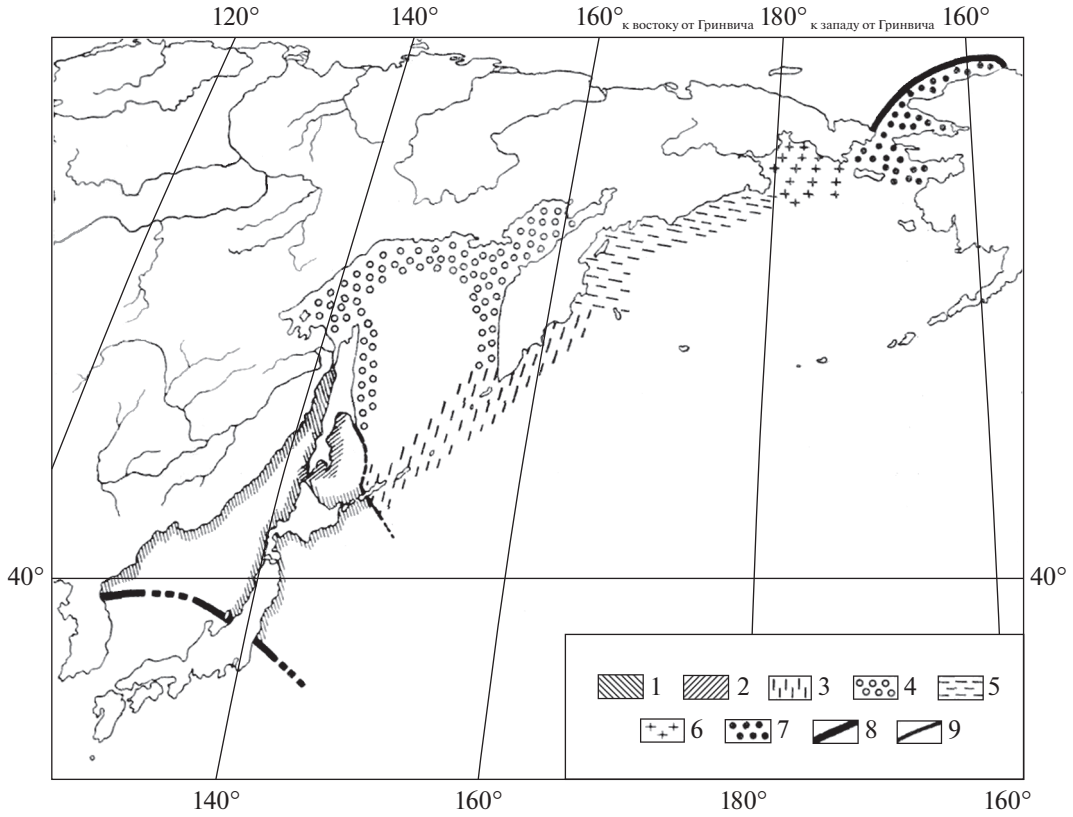


Рис. 3. Биогеографическое районирование шельфа северо-западной части Тихого океана (Тихоокеанская бореальная биогеографическая область) по О.А. Скарлато (1981).
1, 2 – Северояпонская низкобореальная подобласть: 1 – Северояпонская провинция, 2 – Южносахалинская провинция; 3–7 – Берингийская высокобореальная подобласть: 3 – Северокурильская провинция, 4 – Охотоморская провинция, 5 – Командорская провинция (округ), 6 – Анадырский округ, 7 – Восточночукотская провинция; 8 – южная и северная границы Тихоокеанской бореальной биогеографической области, 9 – граница между Северояпонской низкобореальной и Берингийской высокобореальной подобластями.

Из анализа вышеприведенных сравнительных данных по разрезам осадочных толщ низов среднего миоцена следует, что относительно тепловодные роды моллюсков были распространены в шельфовой зоне значительной территории – от Японии до Северной Камчатки, в то время как в настоящее время они распространены в бассейнах тропических широт и частично низкобореальной подобласти, которая охватывает район от Средней Японии до Среднего Сахалина. И если в качестве “климатических реперов” использовать роды Dosinia, Arca, Anadara, Papyridea, Pitar и др., которые обычно составляют своеобразные “дозиниевые комплексы”, отмеченные в миоцене Камчатки, то не трудно видеть, что сейчас они встречаются в Северояпонской низкобореальной подобласти (по О.А. Скарлато), т.е. на широтах около 35°–40° с.ш. и южнее (в Индо-Вестпацифической тропической области) (рис. 4, 5).

Естественно предположить, что в начале среднего миоцена произошли миграции тепловодных биокомплексов в дальневосточных морях к северу, что было связано, видимо, с глобальным потеплением (Haq et al., 1987; Zachos et al., 2001), приведшим к расширению тропической зоны в океане и смещению ее северной границы на север. По мнению японских специалистов (Ikebe, Tsuchi, 1984), это потепление соответствовало отрезку времени около 2 млн лет. В связи с этим встает ряд вопросов. Например, проявлялись ли в это время более мелкие климатические флуктуации (мы пока их не фиксируем на нашем палеонтологическом материале, хотя они отмечаются в четвертичном периоде)? Почему северная граница низкобореальной подобласти в начале среднего миоцена выглядит относительно резкой (где-то на широте Северной Камчатки, севернее которой – в Хатырском прогибе – тепловодная фауна, типа “комплекса с Dosinia”, отсутствует)? Связано ли видовое богатство сообществ Западной Камчатки с наличием значительного числа эндемичных форм, которые могли появиться в условиях полузамкнутого окраинного Охотоморского бассейна? Может быть, мы пока не умеем учитывать специфику развития биоты в условиях таких бас-

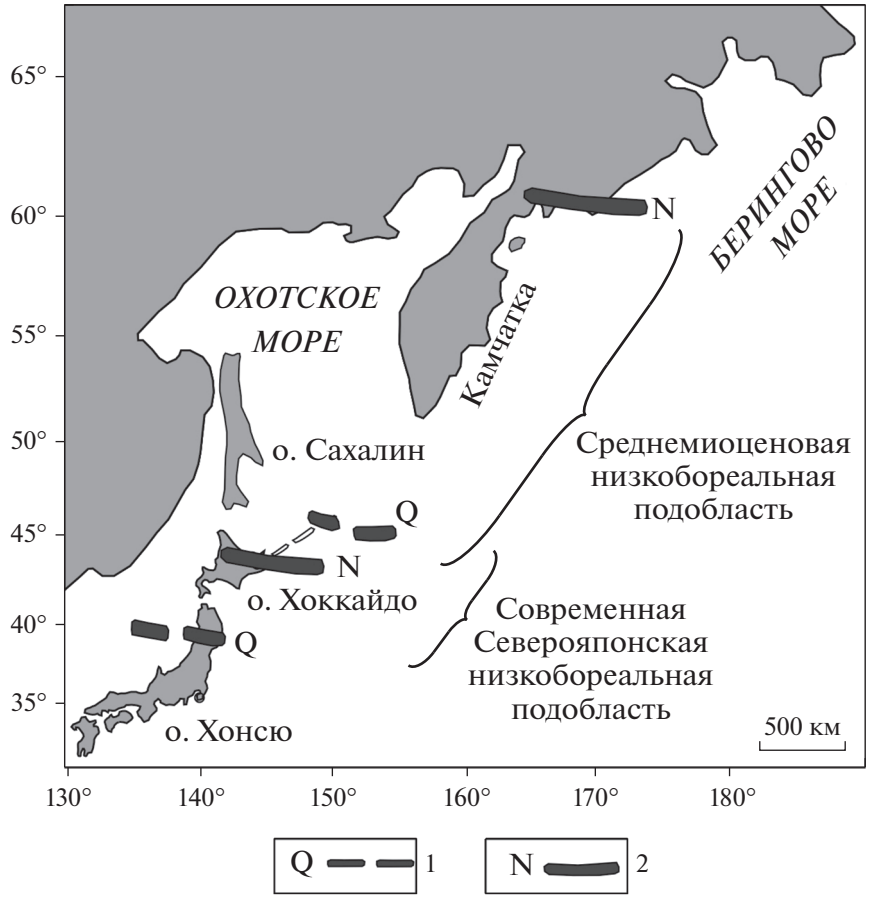


Рис. 4. Схема положения южной и северной границ современной (Q) и среднемиоценовой (N) низкобореальной биогеографической подобласти.
1 – границы (южная и северная) современной Северояпонской низкобореальной подобласти, 2 – предполагаемые границы (южная и северная) Пра-Берингийской высокобореальной подобласти начала среднего миоцена.

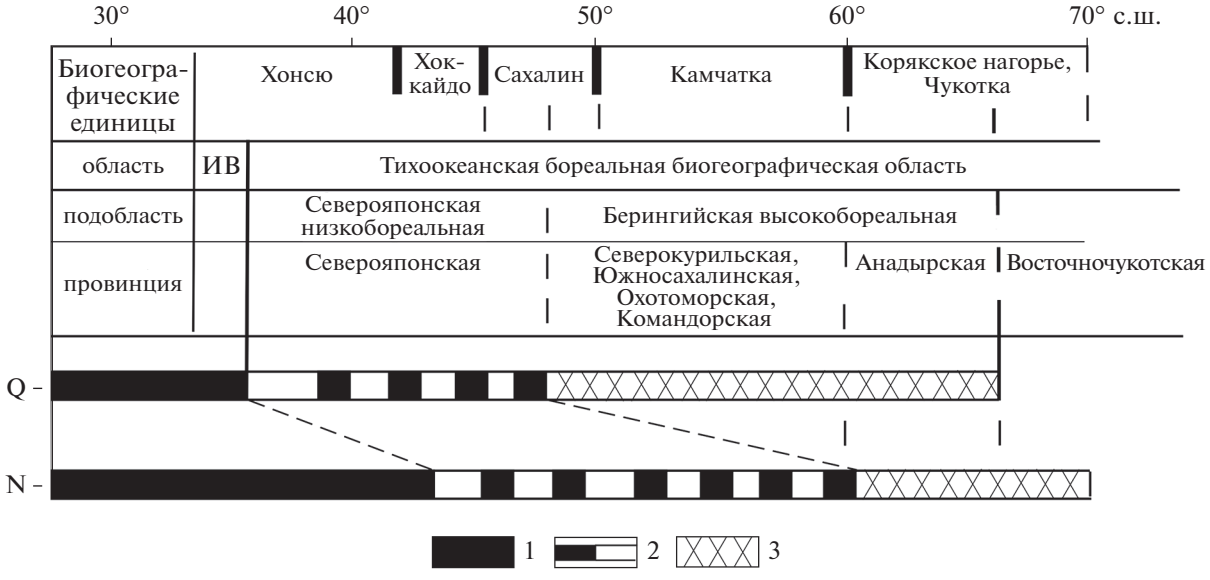


Рис. 5. Схема миграции тепловодных комплексов моллюсков в бореальные широты шельфовой зоны Тихоокеанской бореальной биогеографической области в период “климатического оптимума” среднего миоцена и пространственный масштаб предполагаемых биотических миграций.
1–3 – типы комплексов: 1 – тропический с Vicaria-Vicariella, 2 – низкобореальный с Dosinia-Arca, 3 – высокобореальный; Q – современные, N – среднемиоценовые; ИВ – Индо-Вестпацифическая область.

сейнов, как и гидрологические особенности их водных масс (например, не можем оценить роль морских течений в расселении моллюсковых комплексов). К сожалению, очень трудно на ископаемом материале выявить с достоверностью и положение древних *синператов* (сгущения ареалов видов с локальными максимумами видового богатства), которые сейчас используются при проведении естественных границ фаунистических выделов. Возможно, эти и другие вопросы будут решены при осуществлении более детальных геологических, в частности палеонтологических, исследований. Но важно, что уже сейчас мы можем поставить вопросы, которые предстоит решать в будущем. В настоящее время при изучении шельфовых областей прошлого получено много новых данных о кайнозойских толщах в пределах обрамления современных морских бассейнов и их шельфовых зон, чему способствует развернувшееся бурение. С другой стороны, появилось много сейсмостратиграфических материалов (прежде всего по шельфу Сахалина и Японии), которые позволяют более объективно и более детально, чем раньше, выстраивать региональные и межрегиональные корреляции неогеновых горизонтов.

ВЫВОДЫ

Синтез изложенных материалов позволяет сделать определенные выводы в отношении как стратиграфических корреляций морского среднего миоцена Дальнего Востока, так и некоторых расшифровок геологических событий и палеогеографических обстановок в переходной зоне Северо-Тихоокеанской области. Среди них можно отметить следующие:

1. В Западно-Камчатской структурно-фациальной зоне в качестве одного из реперных подразделений неогена выделяется ильинский горизонт начала среднего миоцена, представленный конгломерато-песчаниковыми породами с характерным комплексом тепловодных моллюсков. Он прослеживается в пределах данного региона с севера на юг почти на 1000 км, маркируя мелководную зону древнего Пра-Охотского моря. Горизонт был образован во время значительной морской трансгрессии, в связи с чем его нижние слои залегают на подстилающих толщах с размывом и часто с несогласием.

2. Ильинский горизонт охарактеризован комплексом моллюсков, отличающимся от таковых из подстилающих и перекрывающих горизонтов наличием относительно большого числа родов и видов тепловодного типа (“комплекс с Dosinia”). Скорее всего, появление этих форм связано с миграциями тепловодных (субтропических и южнобореальных) сообществ из низких широт в высокие (от Японии до Северной Камчатки), что было обусловлено, видимо, глобальным потеплением начала среднего миоцена (“миоценовый климатический оптимум”), которое привело к определенным изменениям гидрологических обстановок в Мировом океане, в частности к расширению площади водных масс тропического и низкобореального типа.

3. Возрастные аналоги ильинского горизонта Камчатки отмечаются в более южных районах – на Сахалине и в Японии, где относящиеся к ним свиты и формации тоже содержат тепловодные (от южнобореальных до типично тропических) комплексы конхилиофауны и тоже залегают *с размывами* (и часто с несогласием). Это может указывать на проявление в предшествующее время тектонических и палеогеографических перестроек в значительной части переходной зоны Северо-Западной Пацифики и Азиатского материка.

4. Ильинскому горизонту соответствуют также некоторые свиты Восточной Камчатки Берингоморской области, в которых местами тоже отмечаются тепловодные моллюски. Самым северным районом, где нижние части среднего миоцена охарактеризованы тепловодными элементами морской фауны (сообщества с Dosinia), сходными с комплексами Западной Камчатки, являются участки древнего шельфа, расположенные в приграничных районах Северо-Восточной Камчатки и юга Корякского нагорья. В более северных районах Корякского нагорья теплолюбивых моллюсков этого возраста не найдено. Этот северокамчатский рубеж может приниматься, видимо, как *граничная зона* между высокобореальной и низкобореальной подобластями для начала среднемиоценового времени.

5. Из представленного материала следует, что в период потепления начала среднего миоцена тропический комплекс моллюсков Японии (с Vicaria-Vicariella) переместился к северу (от Южной Японии к Северной) на 400–500 км. В то же время субтропическо-южнобореальное сообщество (с Dosinia) передвинулось севернее (от Северной Японии–Южного Сахалина до Северной Камчатки) на 1500–2000 км. Другими словами, если пользоваться схемой биогеографического районирования О.А. Скарлато (1981), в первом случае южная граница Северояпонской низкобореальной подобласти сместилась приблизительно от 37° до 43°–45° с.ш., а южная граница Берингийской высокобореальной подобласти с 44°–45° до 60° с.ш. Это может означать, что по сравнению с тропической зоной “прирост” (или увеличение площади) низкобореальной подобласти в среднемиоценовое время был более значительным (рис. 4, 5). Подобная особенность (или даже закономерность), возможно, проявлялась и в другие периоды потеплений палеогена и неогена.

6. Сказанное выше позволяет сделать одно общее методическое замечание. Выявление следов

масштабных миграций древних биосообществ в ряде случаев может помочь в решении проблемы пространственного сонахождения древних биокомплексов разного палеогеографического типа, которое трактуется иногда без должного обоснования как результат сочленения (или причленения) разных экзотических террейнов. К сожалению, в некоторых работах это увлечение террейнами часто уводило (да и сейчас подчас уводит) от решений реальных проблем геологического строения некоторых дальневосточных районов.

В заключение следует заметить, что в кайнозое Северо-Тихоокеанской области миграции тепловодных биокомплексов от южных широт к северным проходили и на других временных уровнях. Это касается, прежде всего, раннего эоцена, конца среднего миоцена и начала плиоцена, о чем уже сообщалось в литературе (Жидкова и др., 1974; Гладенков Ю., 1988, 2021 и др.). Не исключено, что приведенные выше материалы будут полезны при расшифровке особенностей палеогеографических событий и в другие периоды фанерозоя.

Кайнозойские образования Камчатско-Сахалинского региона, относящегося к переходной зоне Северо-Тихоокеанской области, нуждаются сейчас в более масштабных и более детальных, чем ранее, исследованиях. Без этого получить реальные расшифровки палеобиогеографических событий весьма трудно.

Благодарности. Я хотел бы с благодарностью вспомнить коллег по изучению кайнозойских моллюсков дальневосточных бассейнов – гидробиологов О.А. Скарлато, А.Н. Голикова, А.П. Кузнецова и биостратиграфов В.И. Волобуеву, В.О. Савицкого, Л.С. Жидкову и В.Н. Синельникову, с которыми мне пришлось в прошлом обсуждать поднятые в данной заметке биогеографические проблемы. Все они были замечательными специалистами. Я также хотел бы поблагодарить С.В. Попова, С.И. Бордунова и В.С. Вишневскую за советы по улучшению текста статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме государственного задания ГИН РАН и при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00361.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агапитов Д.И. Новые данные о стратиграфии неогеновых и палеогеновых отложений Анадырской впадины // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССН, 1991. С. 70–95.

Атлас фауны и флоры палеогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез. Отв. ред. Меннер В.В. М.: Наука, 1984. 335 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 385).

Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Минюк П.С., Музылев Н.Г., Олейник А.Э., Синельникова В.Н., Соколова З.Ш., Титова Л.В., Фрегатова Н.А., Ширая О.А. Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 64 с.

Геология СССР. Т. 31. Камчатская область, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 729 с.

Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 571).

Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М. Наука, 1972. 251 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 214).

Гладенков Ю.Б. Комплексы моллюсков из третичных толщ Командорских островов // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 3. С. 678–680.

Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса (анализ стратиграфических схем дальневосточных районов СССР, Северной Америки и Японии). М.: Наука, 1988. 212 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 428).

Гладенков Ю.Б. Опорные разрезы палеогена и неогена Восточной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 64–80.

Гладенков Ю.Б. Морской палеоген Корякского нагорья, Северо-Восточная Азия: стратиграфия, моллюски, корреляция и геологические события // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 3. С. 72–92.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н. Моллюски и климатические оптимумы миоцена Камчатки. М.: Наука, 1990. 174 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 453).

Гладенков Ю.Б., Волобуева В.И., Митрофанова Л.И. Третичные толщи Нижнехатырского прогиба (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 77–93.

Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н. Морской кайнозой залива Корфа Восточной Камчатки // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 5–73.

Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Басилян А.Э., Бордунов С.И., Братцева Г.М., Зырянов Е.В., Кураленко Н.П., Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Ганзей С.С., Кияшко С.И., Трубихин В.М. Детальное расчленение неогена Камчатки. М.: Наука, 1992. 208 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 478).

Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.

Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Бордунов С.И., Чеховович В.Д., Александрова Г.Н., Водовозов В.Ю., Гептнер А.Р., Дмитриева Т.В., Покровский Б.Г., Трубихин В.М., Фрегатова Н.А. Опорный разрез кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2018. 202 с.

Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И., Попова Л.А., Сальников Б.А., Сальникова Н.Б., Шереметьева Г.Н. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.

Кафанов А.И., Кудряшов В.А. Морская биогеография. М.: Наука, 2000. 176 с.

Криштофович Л.В. Моллюски третичных отложений Сахалина. Л.: Недра, 1964. 343 с. (Труды ВНИГРИ. Вып. 232).

Кузнецов А.П. Фауна донных беспозвоночных прикамчатских вод Тихого океана и северных Курильских островов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 271 с.

Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

Серова М.Я. Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. М.: Наука, 1978. 142 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 323).

Синельникова В.Н. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика миоцена Северо-Западной Камчатки // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. 1. М.: ГИН АН СССР, 1985. С. 56–83.

Скарлато О.А. Двустворчатые моллюски умеренных широт западной части Тихого океана. Л.: Наука, 1981. 480 с. (Определители по фауне СССР, издаваемые Зоологическим ин-том АН СССР. № 126).

Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Init. Rep. DSDP. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1986. V. 87. P. 393–481.

Chinzei K. Neogene molluscan faunas in the Japanese Islands: an ecological and zoogeographic synthesis // Veliger. 1978. V. 21. P. 155–170.

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

Ikebe N., Tsuchi R. Synopsis of Japanese Neogene stages // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1984. V. 46. P. 1–10.

Kanno S., Ogawa H. Molluscan fauna from the Momijiyama and Takinoue Districts, Hokkaido, Japan // Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku. Sect. C. 1964. V. 8. P. 109–294.

Koizumi I. Diatom biostratigraphy in the North Pacific region // Proc. First Int. Congress on Pacific Neogene Stratigraphy. Eds. Saito T., Ujiie H. Tokyo: Kaiyo Shuppan Co. Ltd., 1977. P. 235–251.

Ogasawara K., Kotaka T., Masuda K., Noda Y. Outlines of the Neogene molluscan faunas from Hokkaido // Problems of the Neogene Biostratigraphy of Hokkaido. Ed. Tanai T. Sapporo: Hokkaido Univ., 1982. P. 3–13.

Shuto T. Preliminary correlation of the Neogene molluscan faunas in southeast Asia // Geology and Palaeontology of Southeast Asia. V. 15. Tokyo: University of Tokyo Press, 1975. P. 289–301.

Tanai T. Tertiary floral changes of Japan // Jubil. Publ. Commem., Prof. Sasa's 60th birthday. Sapporo: Hokkaido Univ., 1967. P. 317–334.

Tsuchi R., Ibaraki M. Stratigraphic outline of selected Neogene sequences; Kakegawa area // Neogene of Japan: Its biostratigraphy and chronology. IGCP-114 National Working Group of Japan. Ed. Tsuchi R. Shizuoka, Japan, 1981. P. 123–138.

Zachos J., Pagain M., Sloan L., Thomas E., Billups K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // Science. 2001. V. 292. P. 686–691.

Рецензенты С.И. Бордунов, В.С. Вишневская, С.В. Попов

The Middle Miocene Il'inski Horizon in West Kamchatka, Molluscan Assemblages and Paleobiogeographical Reconstructions

Yu. B. Gladenkov[#]

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]*e-mail: gladenkov@ginras.ru*

The results of studies of the Middle Miocene Il'inski stratigraphic horizon in West Kamchatka and mollusks characteristic of this horizon are presented. Its age analogues in Japan, Sakhalin, and the Koryak Upland are established. The distributional pattern of early Middle Miocene molluscan assemblages at different latitudes of shelf zones is identified. It is suggested that warm-water (subtropical and low-boreal) assemblages of mollusks migrated from Japan to North Kamchatka in the early Middle Miocene. This event was likely related to "global Miocene warming" which brought about certain changes in hydroregimes in the World Ocean and, particularly, northward movement of relatively warm water masses. In the North Pacific framing regions the Miocene warming was accompanied by tectonic restructuring which led to regional sea transgression resulted in appearance of sedimentary formations in many areas.

Keywords: Far East, Middle Miocene, bioassemblages, transgression, migration, climatic optimum

EDN: IQBGSK
СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2022, том 30, № 5, с. 111–128

УДК 56.074.6

БИОИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ КАРГИНСКИХ И САРТАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ТАФОНОМИИ ПРИ МНОГОКРАТНОМ ВОЗДЕЙСТВИИ КРИОГЕННЫХ ФАКТОРОВ

© 2022 г. О. Г. Занина[1], Д. А. Лопатина[2, *]

[1]*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Московская обл., Россия*
[2]*Геологический институт РАН, Москва, Россия*
**e-mail: dalopat@mail.ru*

Поступила в редакцию 30.10.2021 г.
После доработки 09.03.2022 г.
Принята к публикации 23.03.2022 г.

Приводятся результаты изучения отложений каргинского и сартанского возраста Колымской низменности, синхронных морским изотопным стадиям (МИС) 3 и 2, и микрофитофоссилий из них. Во время накопления каргинских отложений на рассматриваемой территории существовали разнообразные ландшафты – сообщества влажных и суховатых тундр, лиственничных редколесий и тундровых болот с включением местообитаний, занятых пионерной и степной растительностью. Отложения сартанского возраста формировались в более однообразных, холодных и сухих условиях. Результаты изучения микробиоморф свидетельствуют о преобладании в этот период на территории изучаемого региона тундровых травянистых, преимущественно злаковых ассоциаций в комплексе с наземным моховым покровом. Удовлетворительная сохранность микрофитофоссилий из этих толщ обусловлена спецификой криолитозоны с преобладанием низких температур в течение года и низкой микробиологической активностью. Присутствие спор и пыльцы с повреждениями физического типа (разрывами и трещинами) и корродированных форм фитолитов может быть связано с нахождением их в сезонно-талом слое при попеременном чередовании циклов промерзания и оттаивания.

Ключевые слова: криопедолиты, морские изотопные стадии 3 и 2, палиноморфы, фитолиты, сохранность растительных остатков в многолетнемерзлых отложениях

DOI: 10.31857/S0869592X22050076

ВВЕДЕНИЕ

Значительный объем отложений верхнего неоплейстоцена на территории Колымской низменности занимают криопедолиты – толщи алевритов, проработанные в ходе своего накопления синлитогенным почвообразованием, пронизанные мощными жилами льда и называемые ледовым комплексом или едомой (Каплина и др., 1978; Каплина, 2009; Томирдиаро, 1980). Специфика накопления отложений определила отсутствие дифференциации материала толщ и общую морфологическую монотонность (Губин, 1984). С.В. Губин (2002) показал, что криопедолиты каргинского (молотковского) возраста, соотносимые на основании полученных радиоуглеродных датировок с образованиями морской изотопной стадии (МИС) 3, и криопедолиты сартанского возраста, отвечающие МИС 2, близки по морфологическому строению – монотонной окраске, присутствию высокодисперсного растительного детрита и тонких корней трав, слоистости и криотекстурам. Анализ гранулометрического состава этих отложений также показал их сходство – абсолютное преобладание пыли с доминированием фракции 0.05–0.01 мм. Криопедолиты рассматриваемых возрастных интервалов обладают нейтральной или слабощелочной реакцией (pH 7–8.5), сходными значениями $C_{орг}$ (0.8–1.8%) как по простиранию слоя, так и по его мощности, что, наряду с уникально высокими содержаниями подвижных форм фосфора (до 60 мг/100 г), указывает на значительное участие при их формировании живых организмов (Занина, 2006). Сходство перечисленных характеристик свидетельствует об определенной близости условий накопления данных толщ. Различия между ними заключаются в несколько большем общем

количестве органического материала в сартанских образованиях и их повышенной грубогумусности, а также в более контрастных отличиях в содержании $C_{орг.}$ между слоями этих отложений (Губин, 1994, 1998). Для каргинских отложений отмечены признаки трансформации органических остатков и гумификации, установлено присутствие оторфованного материала со значительным участием мхов, что свидетельствует о лучшей теплообеспеченности летнего периода времени их формирования и относительно высокой его влажности, чем в сартанское время (Губин, 2002). Каргинские толщи содержат ископаемые норы грызунов и сусликов (Губин и др., 2001, 2003а; Занина, 2005; Zanina et al., 2011; Лопатина, Занина, 2006), а также четыре профиля разновозрастных погребенных почв (Губин, Занина, 2013, 2014; Лопатина, Занина, 2020; Lopatina, Zanina, 2020). Нижняя погребенная почва (ПП) отнесена к раннекаргинскому педокомплексу (40 тыс. лет назад и более), а три расположенные выше погребенные почвы – к позднекаргинскому (I ПП – 37–35 тыс. лет назад, II ПП – 33–31 тыс. лет назад и III ПП около 28 тыс. лет назад). В сартанских отложениях исследуемого региона погребенные почвы не обнаружены, что, возможно, связано с усилением суровости климата и увеличения привноса минерального материала.

В верхненеоплейстоценовых отложениях Колымской низменности установлен значительный объем ископаемого растительного материала (остатки стволов, ветвей и стеблей, корней, а также листья, плоды, семена, споры и пыльца растений), определены способные к прорастанию семена высших растений, в частности смолевки (Яшина и др., 2002). Относительно быстрый переход остатков растений в погребенное состояние и последующее их пребывание в слое ежегодного летнего оттаивания при относительно низких положительных температурах, чему способствовали высокие запасы холода в вечномерзлых отложениях, обусловили хорошую сохранность исследуемого растительного материала. С.В. Губиным с соавторами (2003б) сделан вывод о том, что трансформация растительного материала существовала лишь в верхней части сезонно-талого слоя, в зоне с суточными и сезонными колебаниями температуры и, соответственно, с неоднократными фазовыми переходами воды, активным действием почвенных растворов и микробиоты. Органический материал находился в данной зоне лишь один-два месяца в году в течение первых десятков лет. Далее с увеличением глубины погребения и до перехода в вечномерзлое состояние летние температуры не превышали 0...+3°С, а это способствовало понижению активности микрофлоры и хорошей сохранности органического материала. Проводимый авторами статьи анализ органических (спор и пыльцы) и минеральных микрофоссилий (фитолитов, диатомовых водорослей, спикул губок) из едомных отложений Колымской низменности выявил среди них определенное количество поврежденных форм, что позволило выдвинуть предположение о том, что часть их разрушалась при многократных циклах промерзания-оттаивания, которые сопровождали переход осадочных отложений в многолетнемерзлые.

Целью настоящей работы является изучение с помощью методов микроскопии компонентов биогенной фракции образца – органической (пыльцы, спор, древесного и травянистого детрита) и биогенного кремнезема (фитолитов), как биоиндикаторов для выявления отличий между криопедолитами каргинского и сартанского времени на Колымской низменности; детализация реконструкций растительности и ландшафта рассматриваемых временных интервалов; анализ сохранности микрофитофоссилий; определение возможностей его использования при палеоэкологических исследованиях и выявление механизмов длительной криоконсервации растительных остатков.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для настоящей работы послужила серия образцов, отобранных из криопедолитов каргинского и сартанского возраста и ископаемых нор в трех ключевых верхненеоплейстоценовых обнажениях Колымской низменности – Дуванный Яр, Станчиковский Яр и Зеленый Мыс (Шер, 1971; Каплина и др., 1978, 1980; Губин, 1984; Zanina et al., 2011; Murton et al., 2015; Лопатина, Занина, 2020; Lopatina, Zanina, 2020). Рассматриваемые разрезы расположены между 68° и 69° с.ш. в поясе современных предтундровых редколесий подзоны северной тайги (рис. 1).

Для анализа каргинских отложений из разреза Дуванный Яр отобран материал криопедолитов, вмещающих профили I ПП (Р-1310 и Р-1332) и II ПП (Р-1333) позднекаргинского педокомплекса. Был изучен материал ископаемой норы грызуна (Р-1311) и криопедолита выше и ниже ее уровня. Из этого же слоя описаны норы 1321 и 1075. Из разреза Станчиковский Яр отобраны образцы криопедолитов, вмещающих профиль I ПП позднекаргинского педокомплекса (Р-08-03), а также материал из норы суслика 1010 и криопедолита, расположенного на одном уровне с ней. Из разреза Зеленый Мыс изучен материал из двух нор 1208 и 923. Полученные датировки погребенных почв и материала нор приведены на рис. 2. Изучение материала из ископаемых нор, на наш взгляд,

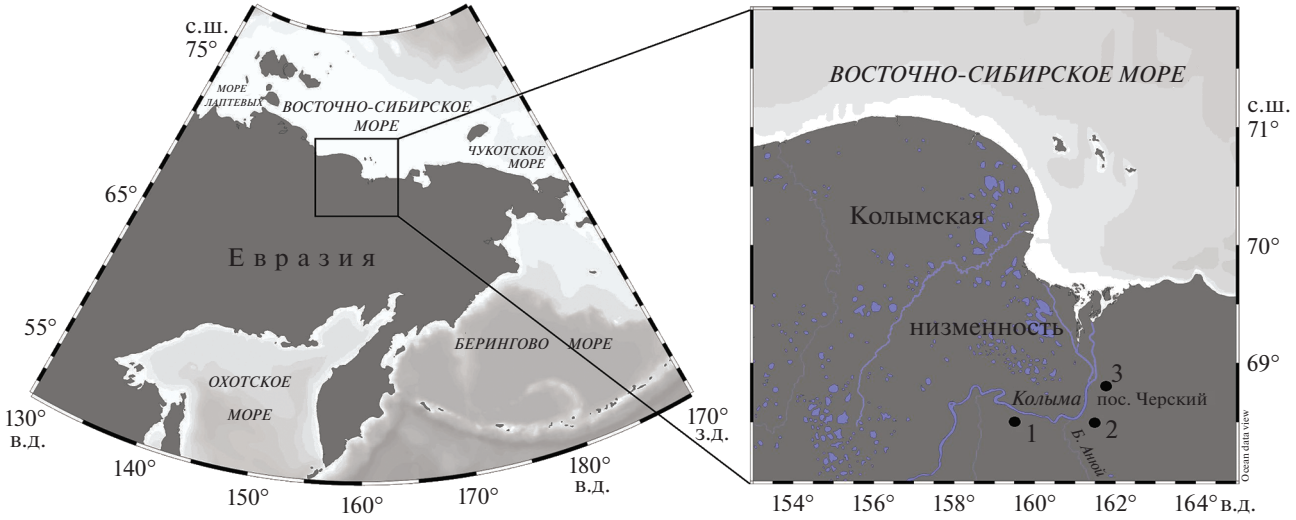


Рис. 1. Расположение изученных разрезов на Колымской низменности.
1 – Дуванный Яр, 2 – Станчиковский Яр, 3 – Зеленый Мыс.

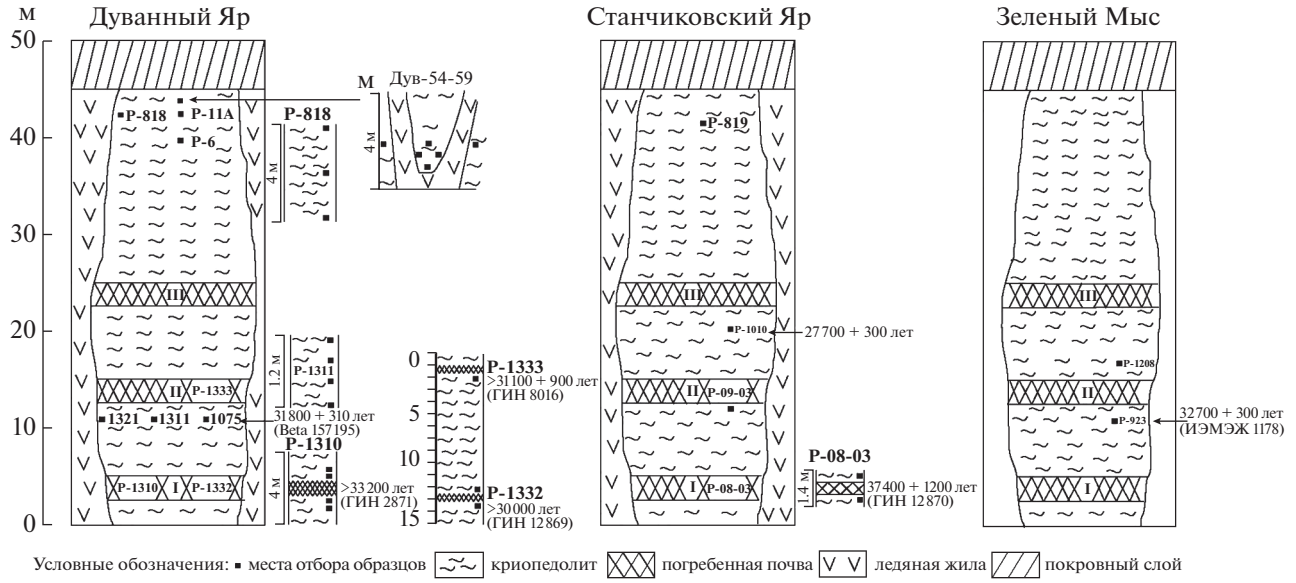


Рис. 2. Схема отбора проб из разрезов Дуванный Яр, Станчиковский Яр и Зеленый Мыс.

здесь методически оправданно, так как ранее было показано, что днища нор как современных, так и ископаемых находились на границе сезонно-талого слоя и быстро переходили в многолетнемерзлое состояние (Занина, 2005). Это доказывают многочисленные находки остатков грызунов, в том числе их мягких тканей в ископаемых норах (Губин и др., 2003а; Faerman et al., 2017). В более ранних публикациях авторов частично приводится палинологическая характеристика отложений этих разрезов (Лопатина, Занина, 2006, 2020; Lopatina, Zanina, 2020). Сартанские отложения опробованы преимущественно на VI останце разреза Дуванный Яр. С интервалом 2 м отобрана серия образцов Р-818, взяты две отдельные пробы Р-6 и Р-11А. С целью выявления возможных отличий в химических и палеоботанических характеристиках материала в центре и по краям минерального блока в связи с его сложным генезисом при росте ледяных жил, отобрана серия проб Дув 54–59. В разрезе Станчиковский Яр взят образец Р-819 (рис. 2).

В настоящей работе проводился подсчет всех имеющихся в препарате микробиоморф, определе-

ние таксономического состава ископаемой флоры и количественная оценка поврежденных микрофоссилий. Благодаря массовой встречаемости и удовлетворительной сохранности палиноморф, спорово-пыльцевой анализ признается одним из ведущих палеоэкологических методов, применяемых при изучении верхненеоплейстоценовых отложений Колымской низменности (Каплина и др., 1978, 1980; Гитерман, 1985; Васильчук, 2003; Лопатина, Занина, 2006; Zanina et al., 2011; Murton et al., 2015). Однако таксономический состав ископаемой палинофлоры в данных отложениях однообразен, и при стратиграфическом расчленении рассматриваемых толщ и реконструкции растительности используются обычно количественные характеристики. Принимая во внимание высокую активность эоловых процессов при формировании отложений данного региона, это не всегда объективно. В спектрах в значительных количествах может содержаться заносная пыльца, которая затушевывает роль части таксонов в составе растительности, например пыльцы разнотравья, незначительное присутствие которой не отражает ее участие в составе растительности (Лопатина, Занина, 2016).

Фитолитный анализ позволяет определять не все произраставшие на территории растения, а лишь те из них, которые образуют устойчивые формы, обладающие характерной морфологией (хвойные, злаки, осоки, ряд двудольных трав, мхи). Определение таксонов до уровня семейства или рода здесь не всегда возможно, этот метод позволяет выделять комплексы, характеризующие определенный фитоценоз (Гольева, 2001). Для фитолитов не характерен занос, поскольку растительный опад более локализован по сравнению со спорами и пыльцой.

Спорово-пыльцевой и фитолитный методы анализа имеют свои области применения, их ограничения требуют внесения определенных поправок при интерпретации полученных результатов. Палинологический анализ позволяет дать характеристику региональной растительности; фитолитный анализ помогает выявить состав растительности локальных местообитаний и используется для подтверждения участия в ее составе ряда таксонов, определенных спорово-пыльцевым методом.

Обработку образцов проводили с использованием сепарационного метода В.П. Гричука без обработки мацерата ацетолизной смесью; мацераты для палинологического анализа в целях очистки от минеральных частиц дополнительно обрабатывались концентрированной плавиковой кислотой (Пыльцевой..., 1950; Палеопалинология, 1966). Подсчет палиноморф проводили до 200 зерен, фиксировалось количественное содержание палиноморф с повреждениями. Оценивалось также содержание так называемой недоразвитой пыльцы, на находки которой в спектрах из четвертичных отложений Северо-Востока Азии указывает А.К. Васильчук (2005, 2007; Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2018). Это пыльца с гладкой, тонкой, иногда с тонкосетчатой экзиной, обычно с тремя неясно выраженными бороздами, без каких-либо еще четких морфологических признаков, предположительно относящаяся к разнотравью. Поскольку ее систематическое положение неясно (можно лишь предположить, что близкие по морфологическим признакам недоразвитые пыльцевые зерна могут, в частности, продуцировать представители сем. Ranunculaceae, Lamiaceae и Rosaceae), ее количество не включалось в расчетную сумму, велся подсчет ее содержания на 200 экземпляров спор и пыльцы. Количественное содержание фитолитов определялось путем их подсчета в пяти вертикальных рядах стекла 24 × 24 мм. Для фитолитов, имеющих четкие формы, рассчитывалось процентное содержание каждой формы; неопределимые и корродированные фитолиты подсчитывались отдельно, для них рассчитывался процент отношения к общей сумме неповрежденных форм. Снимки микрофитофоссилий выполнены на электронном микроскопе Tescan Vega 3 LSU в Центре коллективного пользования Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (Пущино).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Палинологический анализ изученных отложений показал, что в образцах из каргинских криопедолитов преобладает пыльца трав и кустарничков, преимущественно Poaceae и Cyperaceae. Второстепенные таксоны трав и кустарничков различной экологической приуроченности (Ericaceae, Caryophyllaceae, Asteraceae, Ranunculaceae, Fabaceae, Valeriana и др.) отмечены единично. Содержание пыльцы деревьев и кустарников (Larix, Pinus s/g Haploxylon, Betula sect. Nanae, Duschekia) обычно составляет 10–12%. При этом определен ряд спектров с повышенным содержанием пыльцы этой группы (30% и выше) – 1310 АС 1 и 1333АС 1 из разреза Дуванный Яр, 08-03 АС 2 из разреза Станчиковский Яр, 1208 и 923 из материала проб из нор разреза Зеленый Мыс. Споры занимают в спектрах подчиненное положение. Спектры из материала нор в целом сходны с таковыми, изученными из криопедолитов, отличаясь большим содержанием пыльцы злаков (более половины от всех палиноморф; пробы 1075, 1010) и гвоздичных (пробы 1075, 1311), что обусловлено использованием этих растений млекопитающими (рис. 3, табл. I). Недоразвитая пыльца в спектрах проб из отложений, соответствующих МИС 3, единична или отсутствует, лишь в четырех пробах ее содер-

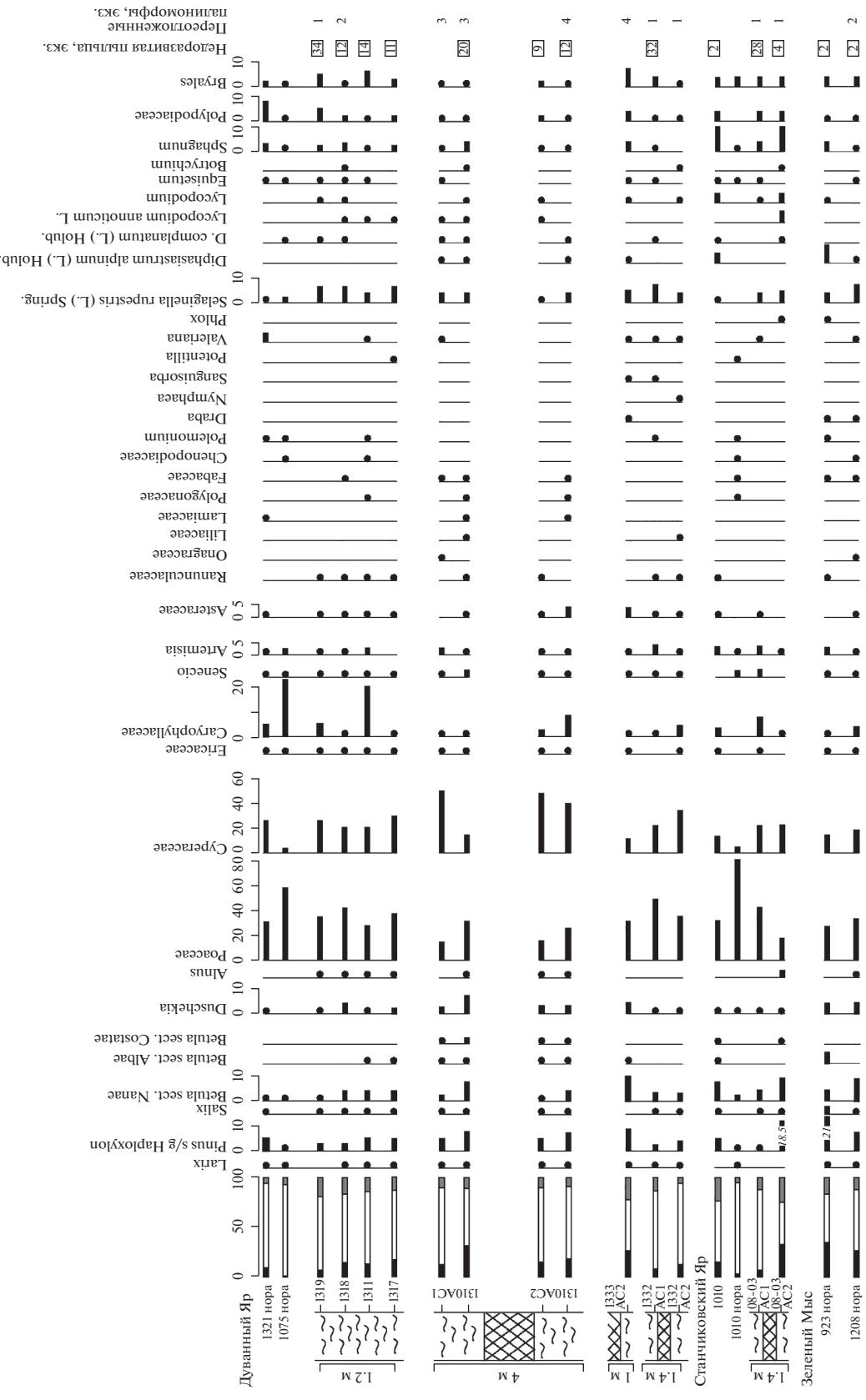


Рис. 3. Процентное содержание спор и пыльцы в каргинских отложениях разрезов Дуванный Яр, Станчиковский Яр и Зеленый Мыс. Условные обозначения см. на рис. 2.

жание составляет 20–30 экземпляров на 200 подсчитанных палиноморф. В количестве от 1 до 4 экз. на 200 палиноморф установлена переотложенная пыльца Pinus, Picea, Tsuga, Podocarpus, Juglans, Myrica, Ulmus и споры Cyathea.

В спектрах из сартанских криопедолитов рассматриваемых разрезов содержание пыльцы деревьев и кустарников обычно не превышает 10%. Около половины от общего количества всех палиноморф составляет пыльца Poaceae, Cyperaceae (приблизительно 10%). Таксономическое разнообразие и количество пыльцы разнотравья снижается по сравнению с каргинскими криопедолитами. Содержание спор около 20%, преобладает Selaginella rupestris (L.) Spring. (рис. 4, табл. I). Недоразвитая пыльца отмечена во всех спектрах, ее среднее содержание составляет 40–50 зерен на 200 палиноморф. Переотложенные палиноморфы (Pinus, Picea, Tsuga, Ulmus, Carya, Osmunda) единичны (1–7 экз. на 200 палиноморф).

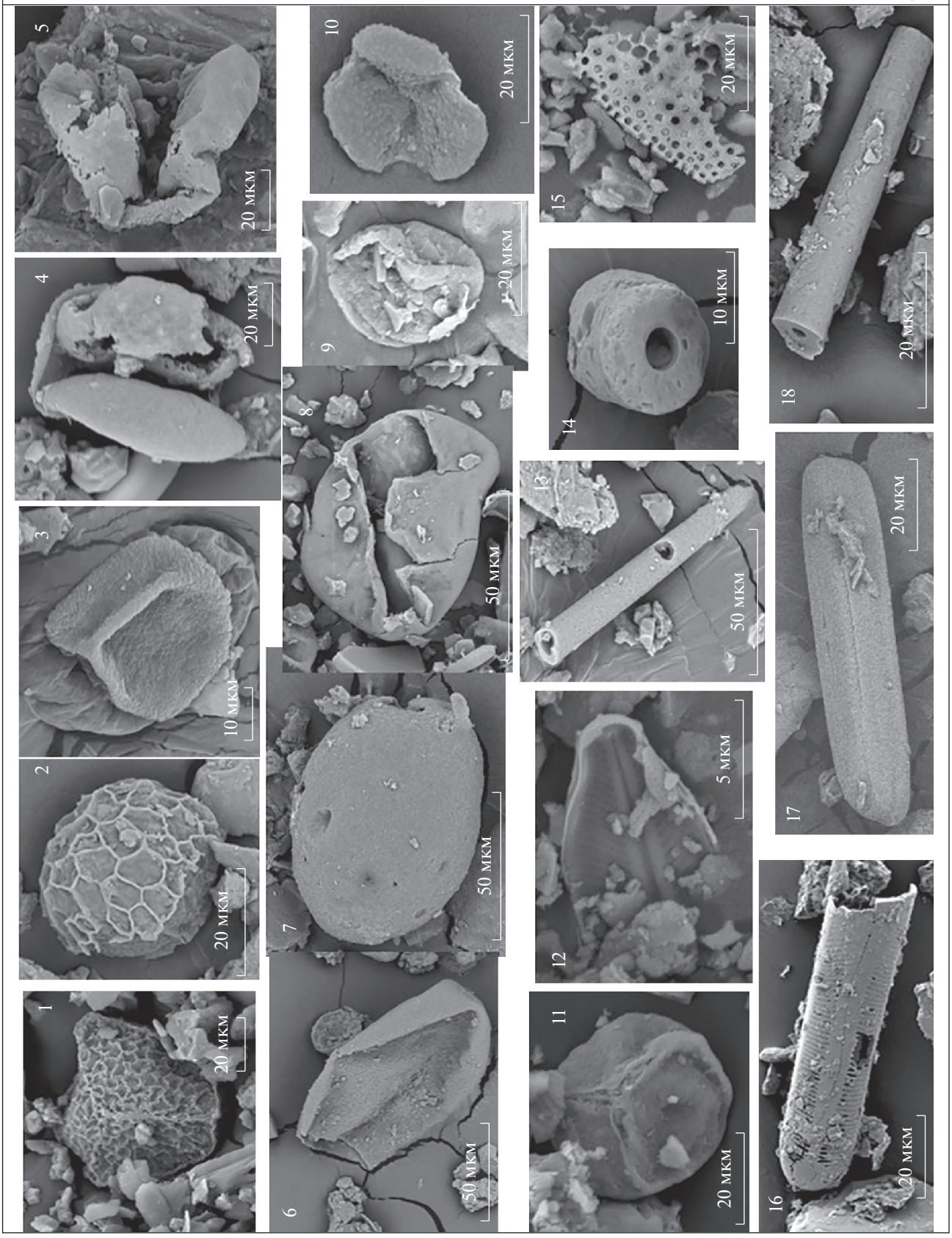
Результаты палинологического анализа отложений из рассматриваемых разрезов приведены в публикациях Р.Е. Гитерман (1985) и J. Murton et al. (2015). Р.Е. Гитерман на основании изучения спор и пыльцы из каргинских отложений Колымской низменности, в том числе разрезов Дуванный Яр и Станчиковский Яр, сделан вывод о чередовании теплых и холодных фаз. Спектры теплых интервалов характеризуются заметным содержанием (около 40%) пыльцы деревьев и кустарников (лиственницы, кедрового стланика, древовидной и кустарниковой берез, ольховника); в группе пыльцы трав и кустарничков, составляющей приблизительно половину от общего количества, преобладают Poaceae, Cyperaceae, разнотравье. В спектрах начала холодных фаз доминируют пыльцевые зерна различных травянистых растений, в спектрах конца этих фаз преобладает пыльца Poaceae, Artemisia, разнотравья, среди спор превалируют Selaginella rupestris. В спектрах из сартанских отложений доминируют Poaceae, Artemisia, Selaginella rupestris.

В работе J. Murton et al. (2015) указывается, что спорово-пыльцевые спектры из едомных отложений разреза Дуванный Яр характеризуются различным сочетанием пыльцы древесной и недревесной групп и трудно отличимы друг от друга. Так, в зоне D (5–26 м над урезом воды в реке (у. в. р.), 48–42 тыс. лет назад) отмечено чередование спектров с преобладанием Poaceae и разнотравья и спектров, в которых в значительном количестве (до 60%) определена пыльца деревьев и кустарников (Pinus s/g Haploxylon, Larix, Betula, Duschekia). Спектры из зоны C (26–33 м над у. в. р., 33–30 тыс. лет назад) характеризуют отложения, которые накапливались перед максимумом последнего оледенения. В них доминируют Poaceae, разнотравье и Selaginella rupestris, пыльцы деревьев и кустарников менее 10%, единично отмечен Larix. В спектрах зоны B (33–37 м над у. в. р., 25–17 тыс. лет назад), соответствующей максимуму последнего оледенения, содержание пыльцы деревьев и кустарников 20–60%, трав (Poaceae и разнотравье) 20–60%, Selaginella rupestris 10–40%. Отличием спектров этой зоны от спектров зон D и C является меньшее разнообразие таксонов и отсутствие в них лиственницы.

В результате проведенного палинологического анализа каргинских криопедолитов, нор из этих отложений и сартанских криопедолитов из разрезов Колымской низменности с учетом данных, полученных в результате более ранних исследований других авторов, установлено, что комплексы спор и пыльцы из этих отложений в целом мало отличаются друг от друга. Установить различия между ними достаточно сложно в силу приблизительно одинакового таксономического состава и колебаний содержания палиноморф. Так, в каргинских криопедолитах процентное соотношение пыльцы деревьев и кустарников 10–15%, при этом отмечены отдельные спектры с содержанием менее 10% и более 30%. В спектрах из отложений сартанского времени пыльцы деревьев и кустарников, как правило, менее 10%, но есть и до 16%. На низкое содержание пыльцы этой группы в спектрах из сартанских отложений указывает Р.Е. Гитерман (1985), тогда как в публикации J. Murton et al. (2015) отмечено, что спектры из толщ, датированных 25–17 тыс. лет назад, характеризуются высоким содержанием пыльцы этой группы, являющейся, по их мнению, заносной. Таким образом, количество пыльцы деревьев и кустарников не является критерием для подразделения этих толщ. Сходен и таксономический состав пыльцы этой группы в рассматриваемых отложениях. Но следует подчеркнуть, что в спектрах из сартанских отложений отсутствует пыльца лиственницы, единичные зерна которой определены в большинстве спектров из каргинских отложений. В спектрах из отложений, соответствующих МИС 3 и 2, преобладает пыльца трав и кустарничков с доминированием Poaceae. В спектрах из каргинских криопедолитов содоминантами в этой группе являются Cyperaceae, содержа-

Таблица I. Споры, пыльца, остатки диатомовых водорослей, спикулы губок из каргинских и сартанских отложений Колымской низменности.
1, 2 – Lycopodium; 3–5 – Pinus s/g Haploxylon; 6 – Cyperaceae; 7, 8 – Poaceae; 9 – недоразвитая пыльца; 10 – Ranunculaceae; 11 – Sphagnum; 12, 15, 16, 17 – панцири диатомовых водорослей; 13, 14, 18 – спикулы губок.

Таблица I


1
20 мкм
2
20 мкм
3
10 мкм
4
20 мкм
5
20 мкм
6
50 мкм
7
50 мкм
8
50 мкм
9
20 мкм
10
20 мкм
11
20 мкм
12
5 мкм
13
50 мкм
14
10 мкм
15
20 мкм
16
20 мкм
17
20 мкм
18
20 мкм

ние пыльцы которых зачастую приблизительно одинаковое с Poaceae, а в некоторых пробах и выше. И это, на наш взгляд, является отличием спорово-пыльцевых спектров из этих отложений. Заметное количество пыльцы осоковых в спектрах из каргинских отложений определено Р.Е. Гитерман (1985). Кроме того, для большинства спектров их этих отложений характерно таксономическое разнообразие пыльцы разнотравья. В пробах из сартанских криопедолитов монодоминантом является семейство Poaceae, составляющее более половины от всей суммы палиноморф, тогда как содержание пыльцы Cyperaceae обычно менее 10%. Количество пыльцы разнотравья здесь несколько снижается. Состав спор в рассматриваемых отложениях одинаков, при этом их количество в сартанских отложениях выше за счет Selaginella rupestris (до 20%). Таким образом, по результатам палинологического анализа криопедолиты каргинского и сартанского возраста имеют следующие отличия: в спектрах из каргинских отложений обычна единичная пыльца Larix; они, как правило, имеют более разнообразный состав за счет трав, содоминантами Poaceae в этой группе являются Cyperaceae; в спектрах из сартанских больше спор за счет Selaginella rupestris.

Останавливаясь более подробно на анализе недоразвитой пыльцы в изученных спектрах, следует отметить следующее. Обычно это мелкие (в среднем 15 мкм) пыльцевые зерна с тремя нечетко выраженными бороздами, без каких-либо ясных морфологических признаков структуры экзины, обычно гладкой и тонкой. Предположительно это пыльца разнотравья, которая не успевала созревать из-за нарушения вегетации. Результаты исследования пыльцы нетипичного морфологического строения, без механических повреждений из ископаемых спектров приведены, в частности, в работах Е.Н. Ананової (1966), О.Ф. Дзюбы (2007), А.К. Васильчук (2005, 2007); Ю.К. Васильчук и А.К. Васильчук (2018), Т.А. Евстигнеевой (2017). По мнению этих исследователей, появление пыльцы подобного рода происходило из-за резких, экстремальных изменений природных условий, таких как пожары, повышенное ультрафиолетовое излучение, интенсивная вулканическая деятельность, понижение температуры, недостаточная влажность и пр. Е.Н. Ананова (1966) отмечает присутствие этой пыльцы в отложениях, связанных с оледенением; состав спектров, в которых присутствует пыльца подобного типа, обычно бедный. Она приводит результаты исследования современной пыльцы из незрелых соцветий: обычно она была смята, имела слабую или, напротив, густую окраску, неоформленные окончательно морфологические признаки и стратификацию экзины. По материалам А.К. Васильчук (2005), Ю.К. Васильчук и А.К. Васильчук (2018), в палиноспектрах из верхненеоплейстоценовых отложений Северо-Востока Азии недоразвитая пыльца может содержаться в количестве 60–80%. В современных поверхностных пробах она встречается редко, поскольку быстро разрушается и уничтожается микрофауной. Максимальное содержание недоразвитой пыльцы фиксируется в поверхностных спектрах из гипоарктической тундры, где растения продуцируют пыльцу в заметном количестве, но выраженные перепады температур в течение фазы мейоза оказывают негативное воздействие на ее формирование. Подобные нарушения в рассматриваемом регионе связаны с ранним и быстрым формированием снежного покрова, поздним таянием снега или его выпадением на цветущие растения, резким понижением температуры, заливом паводковыми водами растений в сезон вегетации и пр. Для того чтобы недоразвитая пыльца могла сохраниться, она почти сразу должна попасть в условия низких температур и замерзнуть (Васильчук, 2005, 2007). Авторами статьи единичные экземпляры недоразвитой пыльцы определены лишь в нескольких спектрах поверхностных проб Колымской низменности.

В спектрах проб из каргинских отложений Колымской низменности недоразвитая пыльца, как правило, определяется в незначительном количестве. В сартанских отложениях она присутствует обычно массово (40–50 экз. на 200 подсчитанных палиноморф). На наш взгляд, наличие в изученных спектрах недоразвитой пыльцы является важным показателем, свидетельствующим как о развитом травянистом покрове, так и о многократно повторяющихся неблагоприятных условиях в течение сезона вегетации и низких температурах поверхностного почвенного слоя, способствующих быстрому замерзанию палиноморф и переходу в многолетнемерзлое состояние. Разрушение недоразвитой пыльцы происходит в первую очередь, так как у нее изменены и биохимические свойства, от которых зависит прочность ее оболочки (Дзюба, 2007).

Установлено, что содержание поврежденных палинологических остатков в криопедолитах, соответствующих МИС 3, из изученных обнажений Колымской низменности составляет в среднем 8–9%, при этом зафиксированы пробы как с относительно высоким содержанием поврежденных палиноморф (14%), так и с низким (3%). Количество спор и пыльцы с повреждениями в образованиях, отвечающих МИС 2, ниже и колеблется от 1 до 5%. В изученных верхненеоплейстоценовых толщах преобладают споры и пыльца с разрушениями физического типа (разрывы и трещины), палиноморфы с повреждениями химико-биотического типа (истончение экзины, каверны), являющимися преимущественно результатом химического

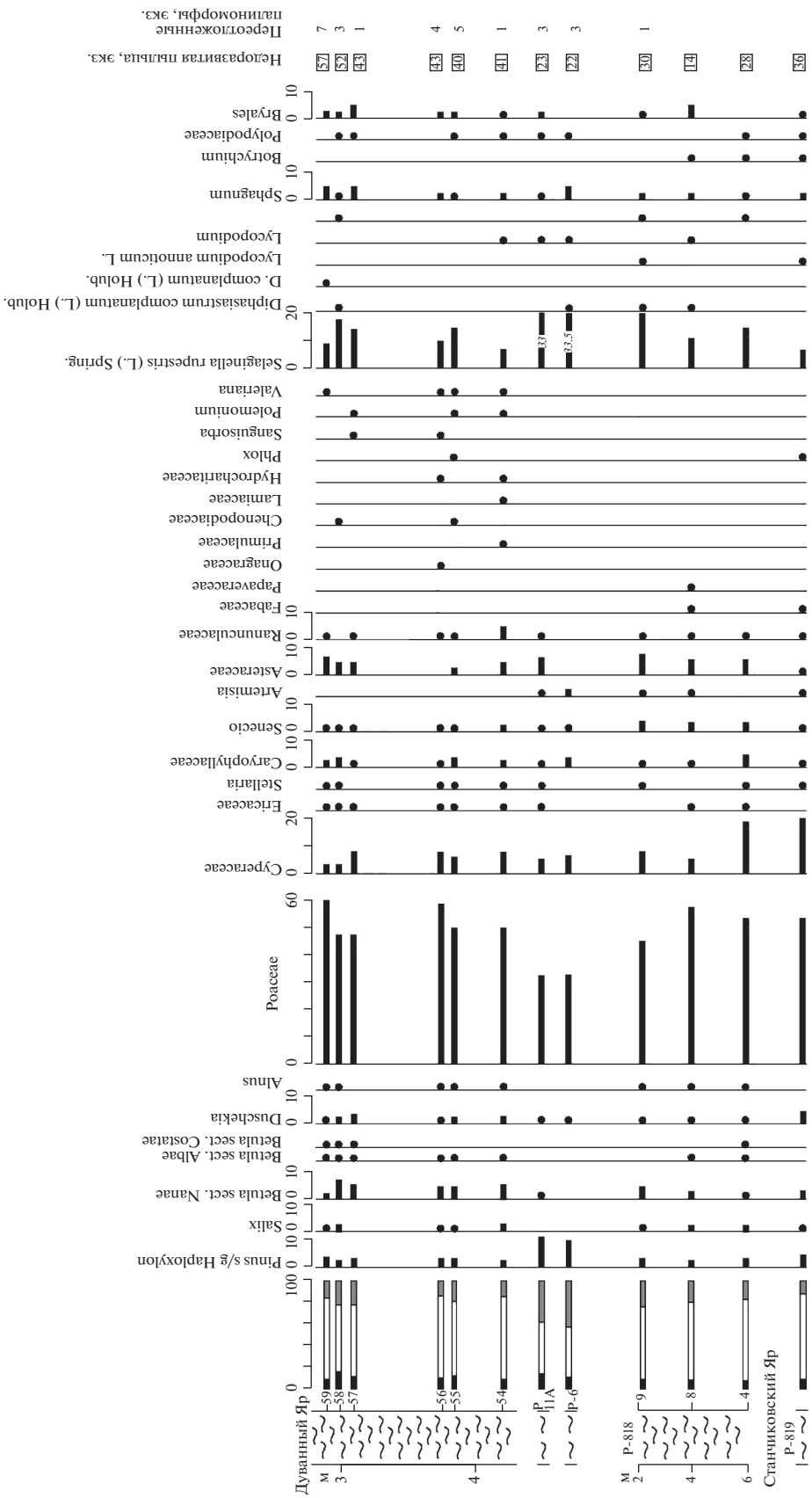


Рис. 4. Процентное содержание спор и пыльцы в сартанских отложениях разрезов Дуванный Яр и Станчиковский Яр. Условные обозначения см. на рис. 2.

воздействия микробов, зафиксированы единично и спорадически. Вероятно, это обусловлено спецификой криолитозоны с преобладанием низких температур в течение года и подавленной микробиологической активностью. В пробах из каргинских образований среди поврежденной пыльцы преобладает пыльца Pinus s/g Haploxylon с разрывами и трещинами, в меньшем количестве отмечены представители семейства Poaceae. Пыльца Larix, Betula, Cyperaceae, Caryophyllaceae, споры Selaginella rupestris с повреждениями этого типа фиксируются единично и спорадически. В пробах из сартанских отложений в единичном количестве присутствует разорванная пыльца Pinus s/g Haploxylon и Poaceae, а также недоразвитая пыльца; пыльца Betula, Caryophyllaceae Asteraceae, споры Selaginella rupestris зафиксированы спорадически. Г.В. Мусиной и Р.С. Сахибгареевым (1983) при анализе сохранности палинологических остатков в отложениях установлено, что наиболее подвержены разрушению физического типа палиноморфы крупных размеров, а также пыльца голосеменных. Возможно, что этими двумя причинами обусловлено заметное содержание поврежденной пыльцы сосны в отложениях. Хотя не исключается, что часть ее является заносной, и она могла повредиться в результате транспортировки. Стабильное присутствие единичных разорванных зерен пыльцы злаков, возможно, объясняется тем, что это семейство является доминирующим в спектрах, поэтому в данном случае мы располагаем большим числом зерен для статистического анализа. Практически вся пыльца злаков и осоковых смята в складки.

Относительно большее количество в каргинских толщах пыльцы с разрывами и трещинами, возможно, обусловлено следующим. Для периода, соотносимого с МИС 3, характерно наличие сезонных повышений температуры, во время которых происходило протаивание ледяных жил или застаивание поверхностных вод на более плотных нижележащих толщах. Попадающая в осадок пыльца разбухала в условиях повышенного гидроморфизма, затем, при наступлении холодного периода, происходило ее подсушивание и вымораживание; при неоднократном повторении этих циклов на оболочках спор и пыльцы происходило образование разрывов и трещин. Температурный режим МИС 2 был более стабилен, попадавшая в осадок пыльца оказывалась в условиях низких температур, замерзала и соответственно лучше сохранялась.

Фитолитный анализ показал, что в материале, выделенном из каргинских криопедолитов, содержание фитолитов колеблется от первых десятков до нескольких сотен форм. Преобладают удлиненные гладкие формы, образующиеся в столбчатой паренхиме листьев и относимые к двудольным травам, хотя не исключается, что часть из них могла формироваться и в однодольных растениях. Их объединение в одну группу обусловлено тем, что данные формы отмечены практически во всех растениях гумидной зоны, но при этом для однодольных растений, в частности злаков, характерны и другие формы, тогда как для двудольных другие формы обычно не свойственны. Не исключается, что доминирование удлиненных гладких фитолитов связано с их строением – цельной цилиндрической формой, отсутствием перфораций и внутренней полости. Подобная конфигурация позволяет им лучше сохраняться в отложениях, меньше подвергаясь разрушительным воздействиям. Данные формы малоинформативны и не используются в качестве диагностических, но в нашем случае они подчеркивают значительную роль травянистых ассоциаций (лугового разнотравья и злаков) в составе растительности. Значительно содержание килевидных и разнообразных трапециевидных форм (трехлопастных, лопастных несимметричных, многолопастных симметричных, округлых), характерных для осок и злаков, произрастающих на влажных почвах. Это подтверждается и постоянным присутствием тканей мхов (сфагновых и политриховых). Необходимо отметить, что при этом специфические конические фитолиты осок обнаруживаются в каргинских отложениях крайне редко, вероятно разрушаясь при фоссилизации. Характерные для ксерофитной растительности шиповатые фитолиты содержатся в небольшом количестве, ребристые блочные частицы, характерные для рода Pinus, единичны (рис. 5, табл. II).

В криопедолитах сартанского времени содержание фитолитов незначительное (до 20 экз.) при низком разнообразии морфологических форм; в основном они мелкие (10–20 мкм). Низкое содержание фитолитов может быть связано со слабым накоплением аморфных форм кремнезема в органах растений и/или со слабой гумификацией растительного опада и доминированием процесса детритообразования при накоплении толщ. Большая часть экземпляров деформирована настолько, что у них невозможно диагностировать первоначальную форму. Это, вероятно, свидетельствует как о более изреженной и угнетенной растительности, так и об усилении континентальности климата в период формирования этих толщ. Как и в спектрах из каргинских отложений, здесь отмечается преобладание удлиненных гладких форм и стабильное присутствие остатков мхов, но значительно сокращается число форм, характерных для растений влажных местообитаний, обычных для спектров, соответствующих МИС 3. Так, килевидные формы здесь отсутствуют, трапециевидные формы представлены исключительно лопастны-

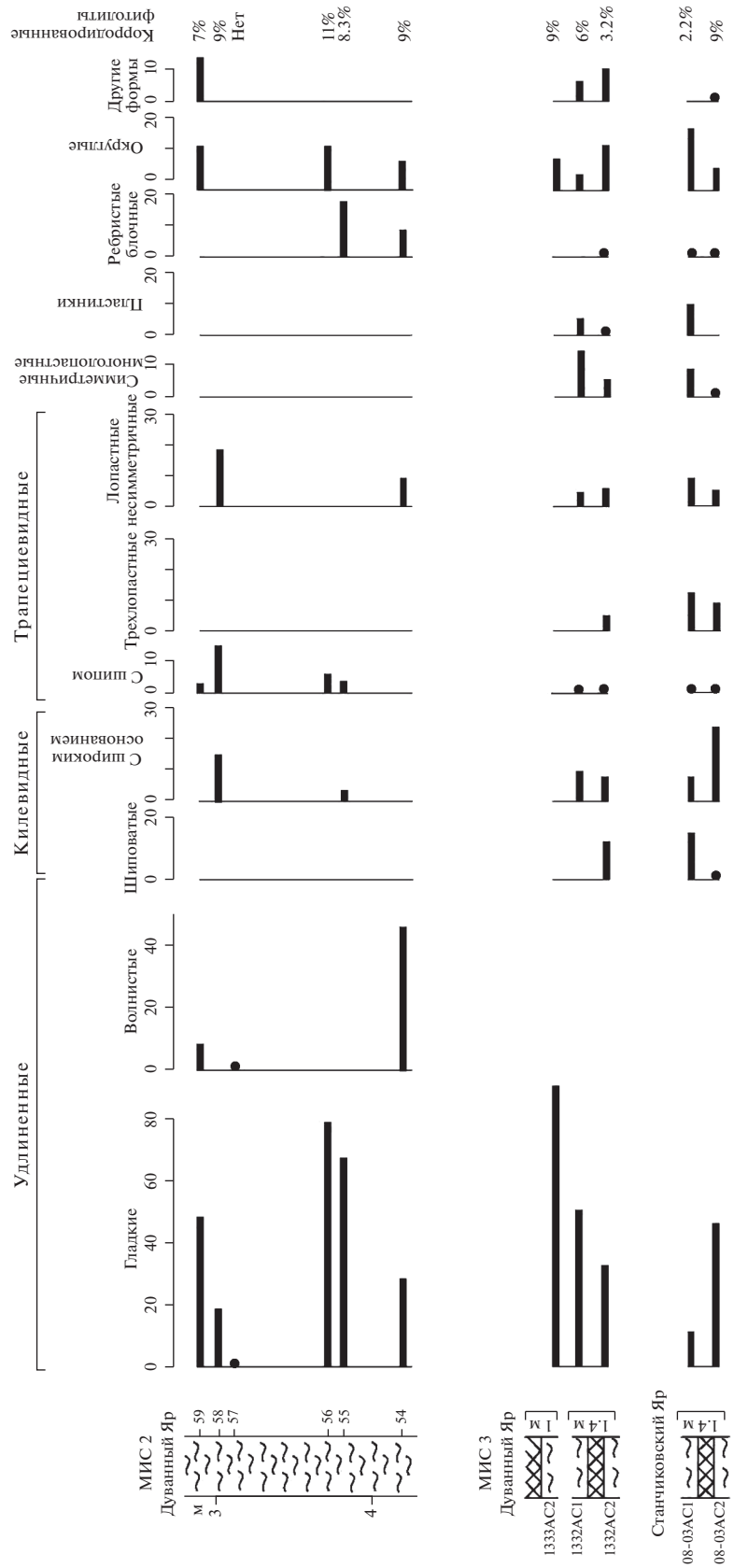


Рис. 5. Содержание фитолитов в каргинских и сартанских отложениях разрезов Дуванный Яр и Станчиковский Яр. Условные обозначения см. на рис. 2.

ми несимметричными формами и определены не во всех пробах. Установлены не отмеченные в материале из каргинских отложений удлиненные волнистые формы, характерные для злаков. В спектрах из двух образцов определены фитолиты хвойных (рис. 5, табл. II).

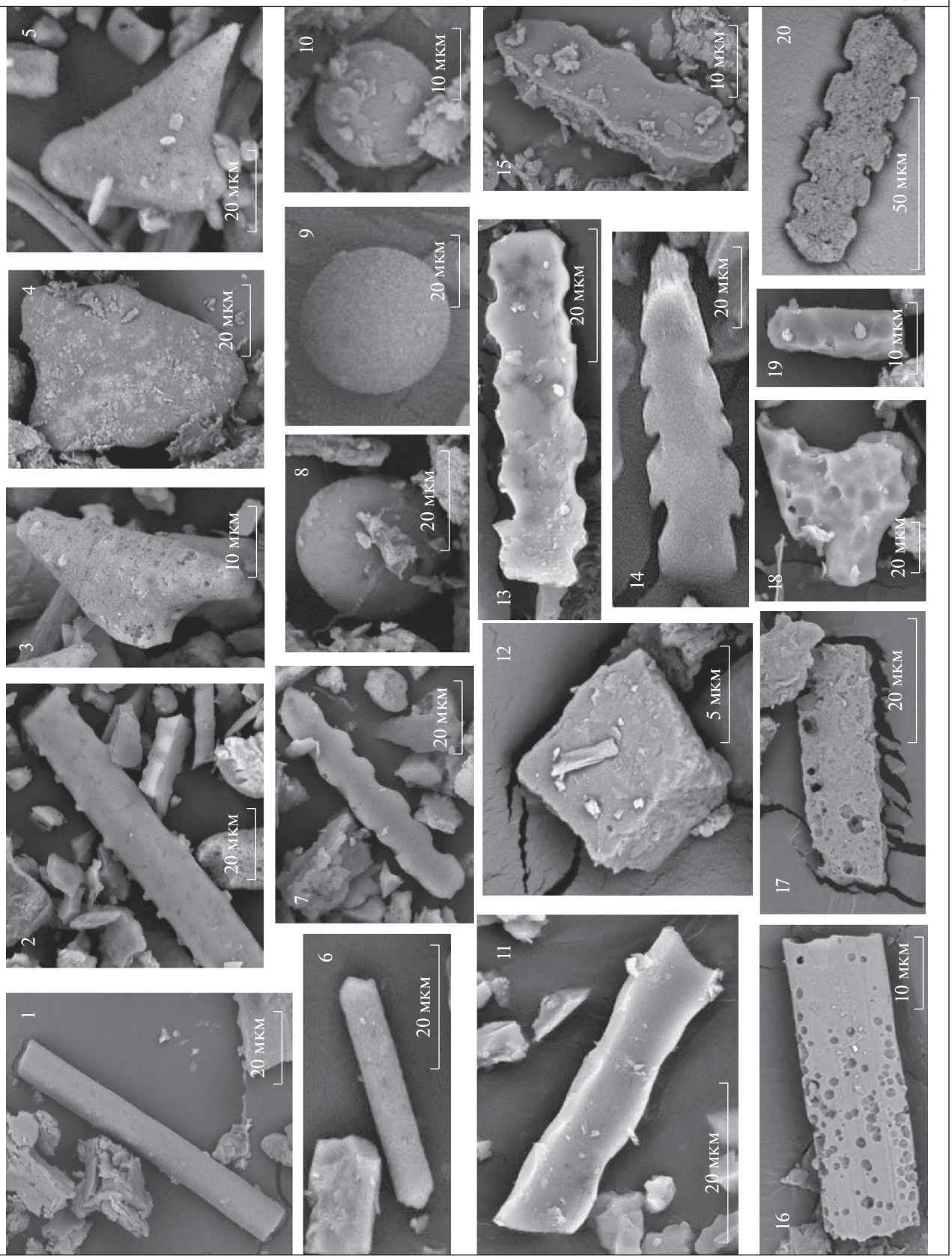
В изученных пробах зафиксированы корродированные и сильно изъязвленные формы фитолитов, в пробах из каргинских толщ их содержание составляет 2–9% от общей суммы, в пробах из сартанских отложений – 7–11%. В результате исследования выявлено несколько типов разрушения фитолитов: истончение мелких элементов формы (ножек, шипиков и пр.), корродирование массивного тела формы (появление каверн и сквозных перфораций), чешуйчатое повреждение (образование мелких сколов, плотно прилегающих друг к другу, создающих впечатление чешуи), сколы, появляющиеся в результате растрескивания (табл. II). Следует отметить, что повреждения выявлены также на других кремнистых микрофоссилиях – спикулах губок и панцирях диатомовых водорослей, часто встречаемых в исследованном материале. Спикулы губок округлой формы с полым центральным каналом содержатся в спектрах проб из образований, соотносимых с МИС 3 и МИС 2, в количестве 10–20 экз. (табл. I). Приблизительно половина экземпляров обломана, зафиксирован ряд форм с чешуйчатым типом коррозии. Панцири диатомей определены только в спектрах проб из каргинских толщ и являются показателем условий повышенного гидроморфизма при формировании отложений. Количество поврежденных форм с истончением створок, особенно в районе ареол, трещинами и разрушением стенок составляет до 30%. Можно предположить, что в зоне распространения многолетнемерзлых пород разрушение кремнистых микрофитофоссилий было связано с нахождением их в сезонно-талом слое при попеременном чередовании циклов промерзания и оттаивания. В отложениях из нор корродированные фитолиты выявлены не были, что может быть связано с непродолжительным нахождением их в сезонно-талом слое и слабой деструкцией растительного материала в процессе фоссилизации. Погребенные позднеплейстоценовые почвы содержат 1–2% корродированных фитолитов, что, возможно, обусловлено как более мягкими, гумидными условиями их фоссилизации, так и общим большим количеством выявленных в них форм (Лопатина, Занина, 2020).

В пробах из рассматриваемых толщ проводился анализ растительного детрита размером 10–200 мкм. Его обычным компонентом в каргинских отложениях являются специфические формы с окаймленными порами, характерные для древесины лиственницы. В значительном количестве зафиксирован детрит мхов и остатки эпидермиса трав Cyperaceae, Poaceae и Ericaceae, различающихся по устьичным комплексам. Состав растительного детрита из сартанских криопедолитов более бедный, в его составе определены остатки злаков и мхов.

В публикациях Б.Ф. Хасанова (1999), С.В. Губина с соавторами (2001, 2003а) приведены результаты изучения крупномерных растительных остатков из нор сусликов рассматриваемых разрезов. Остатки древесной растительности (древесина Larix cajanderi Mayr.) обнаружены лишь в норах обнажения Зеленый Мыс, кустарники (обломки веточек и листьев ив) обычны в составе подстилки. На первом месте в комплексе карпологических остатков среди трав стоят психрофиты (растения, произрастающие на влажных и холодных почвах), преобладают лапчатка снежная Potentilla nivea L., змеевик живородящий Bistorta vivipara (L.) S.F. Gray, мятлик арктический Poa arctica R. Br., щавель арктический Rumex arcticus Trautv, различные виды осок Carex bonanzensis Britt., C. vesicata Meinsh., C. norvegica Retz. В значительном количестве представлены семена степных растений – мятликов оттянутого и кистевидного Poa attenuata Trin. и P. botryoides (Trin. ex Griseb.) Roshev, смолевки узколистной Silene stenophylla Ledeb., пионеров сухих местообитаний – крупки Draba, подорожника седоватого Plantago canescens Adams и пионеров влажных местообитаний – Ranunculus repens L. Эти виды встречаются в современных тундрах севера Якутии и позволяют диагностировать растительный покров участков, расположенных вблизи норы, как тундровый с участием нарушенных местообитаний, занятых пионерной и степной растительностью. Единственная ископаемая нора мелкого грызуна из сартанских отложений описана из разреза Дуванный Яр. Из нее определены обломки веточек дриады Dryas sp., брусники Vaccinum vitis-idaea L., полярной ивы Salix polaris Wahlenb, единичные семена пионеров сухих местообитаний Draba sp., Plantago canescens, Taraxacum lateritum Dahlst, степных растений – лука торчащего Allium strictum Schrad., Poa botryoides и психрофита Potentilla nivea, остатки мхов и лишайников. Видовой состав

Таблица II. Формы фитолитов из каргинских и сартанских отложений Колымской низменности.
1, 6 – удлиненная гладкая форма; 2 – удлиненная шиповатая форма, 3, 5 – килевидная форма с шипом; 4 – килевидная форма с широким основанием; 7, 13–15 – трапециевидные лопастные формы; 8–10 – округлые формы; 11 – удлиненная волнистая форма; 12 – ребристая блочная форма; 16–20 – корродированные формы фитолитов.

Таблица II


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

приведенных макростатков растений указывает на существование низкопродуктивного степного сообщества в окрестностях рассматриваемой норы на фоне развития тундровой растительности (Губин и др., 2003а).

Анализ спор, пыльцы, фитолитов и растительного детрита с учетом результатов изучения карпологического материала позволяет реконструировать для интервала, являющегося аналогом МИС 3, тундровые ландшафты с преобладанием травянистых группировок (злаковых, злаково-осоковых, злаково-разнотравных). Установленное по палинологическим данным преобладание злаков в растительном покрове подтверждается данными анализа фитолитов, растительного детрита, содержимого ископаемых нор, в которых остатки этих растений определены в большом количестве. Преобладание в комплексах карпологических остатков психрофитов, присутствие панцирей диатомовых водорослей, а среди фитолитов форм, характерных для увлажненных ценозов, свидетельствует о широком распространении тундровых лугов на влажных почвах. Они могли развиваться в результате увеличения мощности и увлажнения сезонно-талого слоя из-за подтаивания повторно-жильных льдов при некотором потеплении климата. Присутствие пыльцы разнотравья в изученных спектрах, как правило, единично. Анализ палинологических остатков из субрецентных спектров Колымской низменности показал, что пыльца сем. трав и кустарничков в них не всегда отражает многообразие локальной растительности, а ее количество (в частности, сем. Onagraceae, Lamiaceae, Ranunculaceae Liliaceae и др.) – адекватное присутствие тех или иных семейств в ее составе. Это обусловлено невысокой пыльцевой продуктивностью этих растений в суровых климатических условиях и переходом их на вегетативное размножение (Лопатина, Занина, 2016). На основании этого можно предположить значительную роль разнообразных трав и кустарничков в составе растительности каргинского и сартанского времени. Провести экологическую интерпретацию пыльцы разнотравья в спектрах сложно, поскольку семейства гвоздичных, сложноцветных, бобовых, лютиковых, гречишных и др. представлены большим числом видов различной экологической приуроченности, однако их присутствие в целом соответствует данной реконструкции. Разнообразный состав фитолитов подчеркивает богатый состав растительности. На заболоченных участках произрастали осоки, пыльца которых является в спорово-пыльцевых спектрах субдоминатом, а находки их плодов обычны в норах. В то же время в результате подтаивания повторно-жильных льдов на рассматриваемой территории активизировались склоновые и эрозионные процессы, шло интенсивное образование осыпей, заселяемых пионерной растительностью – крупкой, подорожником, которая в процессе сукцессионных смен заменялась степной, злаково-разнотравными ассоциациями. Присутствие в комплексе фитолитов в небольшом количестве форм с шипами, характерных для ксерофитной, в том числе степной, флоры, подтверждает данный вывод.

Пыльца деревьев и кустарников составляет в рассматриваемых спектрах обычно 10–12%, в некоторых выше 30%. Можно предположить, что вариации, хотя и незначительные, в соотношении групп растительности, основных и второстепенных таксонов в спектрах проб из каргинских криопедолитов свидетельствуют о климатических флуктуациях в течение каргинского времени и периодическом увеличении или, наоборот, уменьшении роли редкостойных лиственничных лесов на территории, занятой преимущественно травянисто-кустарничковой тундровой растительностью. В комплексе макроостатков определены лишь Larix и Salix. Отсутствие растений этой группы не может быть объяснено минерализацией в результате погребения и почвообразования, поскольку в рассматриваемых толщах присутствует значительное количество остатков травянистой и моховой растительности в прижизненном положении, быстрее подвергающейся гумификации и минерализации по сравнению с древесиной. Палеопочвенные исследования рассматриваемых толщ не выявили признаков лесного почвообразования в слоях каргинских криопедолитов (Губин, Занина, 2013). Принимая во внимание очень плохую сохранность пыльцы лиственницы Каяндера (Larix cajanderi Mayr) и ее малую миграционную способность, единичную находку ее древесины в норе Зеленого Мыса, а также присутствие в растительном детрите остатков, характерных для ее древесины, можно предположить участие в составе реконструируемой растительности небольших островков лиственничных лесов. Присутствие древесины этого рода в норах арктического суслика, жителя открытых пространств, может указывать на существование в местах его обитания лишь лиственничных редколесий. Учитывая высокую продуктивность и миграционную способность сосны, обычно трудно оценить ее роль в растительном покрове. В субрецентных спектрах Колымской низменности значительная ее часть является заносной (Лопатина, Занина, 2016). В спектрах проб из каргинских и сартанских отложений среди экземпляров пыльцы Pinus s/g Haploxylon много разорванных форм, что, в частности, может быть последствием транспортировки и позволяет предположить ее заносное происхождение. Однако находки в исследуемых толщах фитолитов хвойных, имеющих обычно хорошую

сохранность благодаря значительному количеству смолистых веществ в составе хвои, препятствующих их быстрому разрушению, свидетельствуют об участии кедрового стланика в составе растительности, возможно в качестве подлеска в лиственничниках или небольших зарослей в долинах.

Споры занимают в спектрах подчиненное положение, однако в норах в большом количестве обнаружены вегетативные побеги мхов, а в фитолитных спектрах стабильно присутствуют характерные для них формы, а также ткани, что позволяет сделать вывод о достаточно развитом моховом покрове на рассматриваемой территории.

Результаты анализа микрофитофоссилий свидетельствуют о развитии на рассматриваемой территории в течение интервала, синхронного МИС 2, тундровых растительных сообществ, преимущественно злаковых и злаково-разнотравных, более обедненных по сравнению с таковыми МИС 3. Наличие в заметном количестве в спектрах проб из сартанских отложений недоразвитой пыльцы, предположительно относящейся к разнотравью, позволяет реконструировать для этого времени развитие лугов и, возможно, неблагоприятные условия сезона вегетации, не способствующие полному формированию пыльцевых зерен. Значительное сокращение среди фитолитов числа форм, характерных для влажных ценозов, присутствие пыльцы и карпологических остатков сложноцветных, гвоздичных, бобовых, лапчатки, крупки свидетельствует о широком распространении сухих, хорошо дренируемых участков. Обилие в спектрах спор плаунка наскального указывает на наличие сухих каменистых осыпей на склонах.

ВЫВОДЫ

Изучение микрофитофоссилий, как биоиндикаторов растительных сообществ из каргинских и сартанских отложений Колымской низменности, позволило получить дополнительную информацию по генезису исследуемых толщ, более полно охарактеризовать состав растительности и ландшафта и детализировать реконструкции природной среды.

Состав палиноморф в пробах из каргинских и сартанских отложений практически сходный, преобладает пыльца трав и кустарничков с доминированием Poaceae. Их различия, которые следует принимать во внимание при стратиграфическом расчленении, следующие: более разнообразный состав трав, участие Cyperaceae в качестве содоминантов Poaceae, присутствие единичной пыльцы Larix в спектрах из каргинских отложений, а также большее количество спор за счет Selaginella rupestris и недоразвитой пыльцы в сартанских образованиях.

В комплексе фитолитов из каргинских толщ преобладают формы, характерные для полевого и лугового разнотравья и злаков, присутствует значительное количество форм, принадлежащих осокам и злакам, произрастающим на влажных почвах, фитолитов мхов, а также отмечено единичное содержание форм, характерных для ксерофитной флоры, и хвойных. Содержание фитолитов в сартанских криопедолитах ниже по сравнению с таковым в каргинских, их размеры мельче, разнообразие морфотипов ниже, что указывает на существование в этот период относительно изреженной и угнетенной растительности. Отмечается стабильное присутствие фитолитов двудольных трав и остатков мхов, но значительно сокращается количество и разнообразие форм, характерных для влаголюбивых растений, обычных для спектров из толщ, соответствующих МИС 3. С помощью фитолитного анализа подтверждена роль в составе растительности ряда растений, в частности мхов, вегетативные побеги которых многочисленны в норах, но при этом в палинологических спектрах их количество невелико, а также разнотравья, определяемого в спектрах в виде единичных зерен и недоразвитой пыльцы. Установлено участие в составе растительных группировок кедрового стланика, пыльца которого в спектрах может рассматриваться как заносная при отсутствии этого рода в комплексе микро- и макроостатков.

Знание особенностей морфологии современной пыльцы, сформировавшейся в условиях неблагоприятной экологической обстановки, специфики процессов, связанных с ее формированием в таких условиях, позволяет вывить в спектрах недоразвитую пыльцу, предположительно относящуюся к разнотравью. Ее массовое присутствие позволяет предположить развитый травянистый покров, преимущественно неблагоприятные условия сезона вегетации и низкие температуры поверхностного слоя почвы, способствующие ее криоконсервации. Присутствие пыльцы подобного рода в ископаемых спектрах может быть использовано в качестве дополнительного критерия при реконструкции состояния климата и ландшафтов прошлого.

Состав спор, пыльцы и фитолитов из каргинских слоев позволяет сделать вывод о том, что в течение данного интервала времени на рассматриваемой территории существовали разнообразные ландшафты – сообщества влажных и суховатых тундр, лиственничных редколесий и тундровых болот с включением местообитаний, занятых пионерной и степной растительностью. Формирование криопедолитов сартанского интервала проходило в более однообразных, холодных и сухих

условиях на протяжении всей стадии их накопления. Данные анализа микробиоморф из этих отложений подтверждают факт активного участия, вплоть до полного доминирования, в этот период на территории изучаемого района травянистых, преимущественно злаковых ассоциаций в комплексе с наземным моховым покровом.

Анализ сохранности палиноморф из отложений, синхронных МИС 3 и МИС 2, Колымской низменности показал, что повреждения химико-биотического типа, обусловленные действием микробов, на них единичны. Возможно, это объясняется спецификой криолитозоны с преобладанием низких температур в течение года и низкой микробиологической активностью. Содержание палиноморф с повреждениями физического типа, к появлению которых, вероятнее всего, привели попеременное подсушивание и увлажнение, обычно не превышает в каргинских толщах 10%, в сартанских – 5%. Для периода накопления каргинских отложений характерно более выраженное проявление сезонного повышения температуры, во время которого происходило таяние ледяных жил и застаивание вод в понижениях рельефа. В условиях повышенной влажности попавшие в осадок палиноморфы разбухали, при наступлении холодного периода происходило их замерзание и подсушивание; в результате повторения этих циклов на оболочках спор и пыльцы образовывались разрывы и трещины. Условия сартанского времени были более стабильны, споры и пыльца при низких температурах лучше сохранялись. На это указывают также массовые находки в этих отложениях недоразвитой пыльцы. Полученные данные дополняют представления о характере преобразования растительного материала в процессе криогенеза и могут служить критерием при интерпретации результатов анализа микрофитофоссилий из плейстоценовых отложений криолитозоны.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00559 А, обработка образцов производилась по проекту № 19-29-05003 МК; полевые исследования обнажений Колымской низменности выполнены по программе госзадания ИФХиБПП РАН, анализ палинологического материала – по госзаданию ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананова Е.Н. О недоразвитой пыльце в плейстоценовых отложениях // Комиссия по изучению четвертичного периода. 1966. № 32. С. 18–22.

Васильчук А.К. Отражение событий Хайнриха на датированных по радиоуглероду спорово-пыльцевых диаграммах повторно-жильных льдов и вмещающих их едомных отложений низовий р. Колымы // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 4. С. 3–13.

Васильчук А.К. Особенности формирования палиноспектров в криолитозоне России. М.: Изд-во МГУ, 2005. 245 с.

Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России. М.: Изд-во МГУ, 2007. 488 с.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Зимние палеотемпературы воздуха в низовьях Колымы 30–12 тысяч лет назад по результатам изучения изотопного состава едомы Плахинского Яра // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 5. С. 3–19.

Гитерман Р.Е. История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене. М.: Наука, 1985. 95 с.

Гольева А.А. Фитолиты и их информационная роль при исследовании природных и археологических объектов. М.: Полтекс, 2001. 200 с.

Губин С.В. Палеопедологический анализ верхнеплейстоценовых (едомных) отложений обнажения Дуванный Яр // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1984. № 53. С. 125–128.

Губин С.В. Позднеплейстоценовое почвообразование на Приморских низменностях на севере Якутии // Почвоведение. 1994. № 8. С. 5–14.

Губин С.В. Почвообразование сартанского криохрона в западном секторе Берингии // Почвоведение. 1998. № 5. С. 605–609.

Губин С.В. Педогенез – составная часть механизма формирования отложений позднеплейстоценового ледового комплекса // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 3. С. 82–91.

Губин С.В., Занина О.Г. Изменение почвенного покрова в ходе формирования отложений ледового комплекса на Колымской низменности (часть 1) // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 4. С. 48–56.

Губин С.В., Занина О.Г. Изменение почвенного покрова в ходе формирования отложений ледового комплекса на Колымской низменности (часть 2) // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 1. С. 77–82.

Губин С.В., Максимович С.В., Занина О.Г. Анализ состава семян растений из ископаемых нор сусликов лессово-ледовых отложений обнажения Зеленый Мыс как показатель местных условий обитания // Криосфера Земли. 2001. Т. V. № 2. С. 76–82.

Губин С.В., Занина О.Г., Максимович С.В., Кузьмина С.А., Зажигин В.С. Реконструкция условий формирования отложений ледового комплекса по результатам изучения позднеплейстоценовых нор грызунов // Криосфера Земли. 2003а. Т. VII. № 3. С. 13–22.

Губин С.В., Максимович С.В., Давыдов С.П., Гиличинский Д.А., Шатилович А.В., Спирина Е.В., Яшина С.Г. О возможности участия позднеплейстоценовой биоты в формировании биоразнообразия современной криолитозоны // Журн. общей биологии. 2003б. Т. 64. № 2. С. 160–165.

Дзюба О.Ф. Тератоморфные пыльцевые зерна в современных и палеопалинологических спектрах и некото-

рые проблемы палиностратиграфии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. Т. 2. С. 1–21.

Евстигнеева Т.А. Морфологические аномалии ископаемой пыльцы сосен как индикатор климатических условий прошлого // Современные проблемы науки и образования. 2017. № 5. С. 1–8.

Занина О.Г. Ископаемые норы грызунов из мерзлых позднеплейстоценовых отложений Колымской низменности // Зоологический журн. 2005. Т. 84. № 6. С. 728–736.

Занина О.Г. Почвообразование и природные условия каргинского времени на Колымской низменности. Автореф. дисс. ... канд. географ. наук. 2006.

Каплина Т.Н. Аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. Вып. 4. С. 3–17.

Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.В., Абрашов Б.А., Киселев С.В., Шер А.В. Дуванный Яр – опорный разрез позднеплейстоценовых отложений Колымской низменности // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1978. № 48. С. 49–65.

Каплина Т.Н., Лахтина О.В., Рыбакова Н.О. История развития ландшафтов и мерзлых толщ Колымской низменности по радиоуглеродным, криолитологическим и палинологическим данным (на примере разреза Станчиковский яр на р. Мал. Анюй) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 243–258.

Лопатина Д.А., Занина О.Г. Палеоботанический анализ материала ископаемых нор сусликов и вмещающих их верхнеплейстоценовых отложений низовий р. Колымы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 94–107.

Лопатина Д.А., Занина О.Г. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры низовьев р. Колыма и их значение для реконструкции четвертичной палеогеографии региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 2. С. 103–112.

Лопатина Д.А., Занина О.Г. Условия формирования палеопочв времени МИС 3 Колымской низменности по данным палинологического и фитолитного методов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 134–147.

Мусина Г.В., Сахибгареев Р.С. Разрушение оболочек пыльцы и спор в процессе литогенеза // Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 154–160.

Палеопалинология. Т. I. Ред. Покровская И.М. Л.: Недра, 1966. 352 с.

Пыльцевой анализ. Ред. Криштофович А.Н. М.: Госгеолиздат, 1950. 571 с.

Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.

Хасанов Б.Ф. Ботанический анализ кормовых запасов нор плейстоценового арктического суслика из Колымско-Индигирской низменности // Зоологический журн. 1999. Т. 78. № 2. С. 240–244.

Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.

Яшина С.Г., Губин С.В., Шабаева Э.В., Егорова Е.Ф., Максимович С.В. Жизнеспособность семян высших растений позднеплейстоценового возраста из вечномерзлых отложений, обнаруживаемая в культуре in vitro // Докл. АН. 2002. Т. 383. № 5. С. 714–717.

Faerman M., Bar-Gal Gila Kahila, Boaretto E., Boeskorov G., Dokuchaev N., Ermakov O., Golenishchev F., Gubin S., Mintz E., Simonov E., Surin V., Titov S., Zanina O., Formozov N. DNA analysis of a 30.000-year-old *Urocitellus glacialis* from northeastern Siberia reveals phylogenetic relationships between ancient and present-day arctic ground squirrels // Sci. Reports. 2017. V. 7. № 1. P. 1–10.

Lopatina D.A., Zanina O.G. Microbiomorphic analysis of paleosols from the Upper Quaternary deposits of the Kolyma Lowland // Paleontol. J. 2020. V. 54. № 8. P. 45–53.

Murton J., Goslar T., Edwards M., Bateman M., Danilov P., Savvinov G., Gubin S., Ghaleb B., Haile J., Kanevskiy M., Lozhkin A., Lupachev A., Murton D., Shur Yu., Tikhonov A., Vasil'chuk A., Vasil'chuk Yu., Wolfe S. Palaeoenvironmental interpretation of edoma silt (ice complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar (Northeast Siberia) // Permaphrost and Periglacial Processes. 2015. V. 26. P. 208–288.

Zanina O.G., Gubin S.V., Kuzmina S.A. Maximovich S.V., Lopatina D.A. Late-Pleistocene (MIS 3–2) palaeoenvironments as recorded by sediments, palaeosols, and ground-squirrel nests at Duvanny Yar, Kolyma lowland, northeast Siberia // Quaternary Sci. Rev. 2011. V. 30. P. 2107–2123.

Рецензенты Н.С. Болиховская, А.К. Маркова

Bioindicators of the Upper Neopleistocene Karginsky and Sartan Deposits of the Kolyma Lowland and Features of Their Taphonomy under Multiple Exposure to Cryogenic Factors

O. G. Zanina[a] and D. A. Lopatina[b, #]

[a] *Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Science, Pushchino, Moscow oblast, Russia*

[b] *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#] *e-mail: dalopat@mail.ru*

The paper presents the results of the study of Karginsky and Sartan deposits of the Kolyma Lowland, synchronous with marine isotope stages (MIS) 3 and 2, and microphytofossils from them. During the accumu-

lation of Karginsky sediments, various landscapes existed in this territory: communities of humid and dryish tundras, larch sparse forests and tundra swamps, including habitats occupied by pioneer and steppe vegetation. The Sartan deposits were formed under more uniform, cold and dry conditions. The results of the microbiomorphic study indicate the predominance of tundra herbaceous, mainly cereal associations in combination with the ground moss cover. Satisfactory preservation of microphytofossils from these strata is due to the specificity of cryolithozone with a predominance of low temperatures throughout the year and low microbiological activity. The presence of spores and pollen with physical damage (ruptures and cracks) and corroded forms of phytoliths can be associated with their presence in the seasonally thawed layer during alternating freezing and thawing cycles.

Keywords: cryopedolites, marine isotope stages 3 and 2, palynomorphs, phytoliths, preservation of plant remains in permafrost deposits