

СОДЕРЖАНИЕ

Том 29, номер 5, 2021

Среднепермские (позднемургабские) фузулиниды формации Джамал района Тебес, Иран <i>Х. Ярахмадзахи, Э. Я. Левен</i>	3
Состав и возраст таофлор кривореченской свиты (верхний мел) левобережья реки Анадырь, Северо-Восток Азии <i>А. Б. Герман, С. В. Щепетов</i>	12
Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 2. Магнито- и хемотратиграфия, обсуждение данных <i>А. Ю. Гужиков, Е. Ю. Барбошкин, Г. Н. Александрова, И. П. Рябов, М. А. Устинова, Л. Ф. Копяевич, Г. В. Миранцев, А. Б. Кузнецов, П. А. Фокин, В. Л. Косоруков</i>	27
Опыт глубоководного бурения в Мировом океане: методическое и практическое значение для стратиграфических исследований <i>А. Ю. Гладенков, Ю. Б. Гладенков</i>	59
Неоплейстоцен Окско-Донской перигляциально-лессовой провинции: стратиграфия, палеогеография, корреляция <i>Н. И. Глушанкова, А. К. Агаджанян</i>	85

ДИСКУССИИ

О стратиграфии пограничных отложений байоса и бата (средняя юра) бассейна р. Ижма (европейский север России) <i>В. В. Митта</i>	113
---	-----

CONTENTS

Vol. 29, No. 5, 2021

Middle Permian (Late Murgabian) Fusulinids of the Jamal Formation, Tabas Area, Iran <i>H. Yarahmadzahi and E. Ja. Leven</i>	3
On the Composition and Age of Taphofloras of the Krivorechenskaya Formation (Upper Cretaceous) of the Anadyr River Left Bank, North-Eastern Asia <i>A. B. Herman and S. V. Shchepetov</i>	12
New Bio-, Chemo- and Magnetostratigraphy of the Santonian–Campanian Boundary in the Kudrino and Aksu-Dere Sections (SW Crimea): Problems of Global Correlation and Selection of the Lower Boundary Stratotype of the Campanian. 2. Magneto- and Chemostratigraphy, Discussion <i>A. Yu. Guzhikov, E. Yu. Baraboshkin, G. N. Aleksandrova, I. P. Ryabov, M. A. Ustinova, L. F. Kopaevich, G. V. Mirantsev, A. B. Kuznetsov, P. A. Fokin, and V. L. Kosorukov</i>	27
Experience of Deep-Sea Drilling in the World Ocean: Methodical and Practical Significance for Stratigraphic Studies <i>A. Yu. Gladenkov and Yu. B. Gladenkov</i>	59
Neopleistocene of the Oka-Don Periglacial-Loess Province: Stratigraphy, Paleogeography, Correlation <i>N. I. Glushankova and A. K. Agadjanian</i>	85

DISCUSSIONS

On the Stratigraphy of the Bajocian–Bathonian Boundary Beds (Middle Jurassic) of the Izhma River Basin, European North of Russia <i>V. V. Mitta</i>	113
---	-----

УДК 563.125.6:551.736.1(550)

СРЕДНЕПЕРМСКИЕ (ПОЗДНЕМУРГАБСКИЕ) ФУЗУЛИНИДЫ ФОРМАЦИИ ДЖАМАЛ РАЙОНА ТЕБЕС, ИРАН

© 2021 г. Х. Ярахмадзахи¹, *, Э. Я. Левен², **

¹Кафедра геологии, Исследовательский центр наук о Земле, Захеданский филиал Исламского Университета Азад, Захедан, Иран

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: Hamed.yarahmadzahi@gmail.com

**e-mail: erleven@yandex.ru

Поступила в редакцию 07.10.2020 г.

После доработки 25.02.2021 г.

Принята к публикации 14.04.2021 г.

Многочисленные фузулиниды найдены в средней части формации Джамал (разрез Ней Эшкини) района Тебес Центрального Ирана. В их числе 12 видов, принадлежащих 12 родам: *Zarodella*, *Grove-sella*?, *Pseudoendothyra*, *Nankinella*, *Schubertella*, *Dunbarula*, *Yangchienia*, *Chusenella*, *Verbeekina*, *Pseudodoliolina*, *Neoschwagerina*, *Sumatrina*. Подобная ассоциация фузулинид известна из многих разрезов верхней части мургабского яруса перми Тетической области.

Ключевые слова: стратиграфия, фузулиниды, пермь, мургабский ярус, Иран, Тебес, формация Джамал

DOI: 10.31857/S0869592X21050070

ВВЕДЕНИЕ

Территория Ирана в геологическом отношении подразделяется на несколько крупных тектонических блоков (рис. 1). В большинстве из них присутствуют пермские отложения, различающиеся как литологически, так и по составу ископаемой фауны. Несмотря на эти различия, для всех блоков общим является отчетливое подразделение разреза верхнего карбона–перми на два крупных седиментационных цикла – гжелско-ассельский (сакмарский?) и болорско-дорашамский. Фузулиниды, характеризующие гжелский, ассельский и болорский ярусы, более или менее однотипны во всех блоках, где присутствуют отложения соответствующего возраста. Это свидетельствует об относительном однообразии условий осадконакопления на большей части территории Ирана и свободных связях (т.е. не ограниченных какими-либо барьерами, препятствующими миграции фауны) между бассейнами седиментации. Ситуация изменилась в конце кубергандинского времени. Так, в южных блоках (Сенендей Сирджан и Загрос) отложения мургабского яруса изобилуют разнообразными фузулинидами, среди которых наиболее заметными являются представители рода *Eopolydiexodina* (Kobayashi, Ishii, 2003; Davudov, Arefifard, 2013). Севернее, в Центральном Иране и Эльбурсе, мургабские фузулиниды крайне редки. К настоящему времени известны лишь единичные их находки, и нет ни одного указания на при-

сутствие среди них *Eopolydiexodina*. В свете сказанного, описываемые ниже находки мургабских фузулинид представляют несомненный интерес как для корреляции разрезов, так и для установления связи между бассейнами севера и юга Ирана.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Исследования, результаты которых излагаются в настоящей статье, были сосредоточены на севере блока Тебес Центрального Ирана. В местонахождении Ней Эшкини, расположенном в 5 км северо-восточнее селения Хари и в 22 км восточнее г. Тебес (33°99'36" с.ш., 57°10'44" в.д.), изучена средняя часть формации Джамал. Отсюда взяты 30 образцов на микрофауну, из которых изготовлено 140 ориентированных шлифов. Для их изучения и фотографирования использованы микроскопы Levitz Westzlar и Superior Statistical Analysis Pro (версия 9/0 LIMPED 2008). Образцы и шлифы хранятся в Исследовательском центре наук о Земле Исламского университета Азад, г. Захедан, Иран (коллекционные номера 1–30).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В пределах блока Тебес пермские отложения хорошо представлены и изучены севернее (горы Озбак-Кух и Ширгешт) и восточнее (хр. Шотори) г. Тебес. Наиболее древние слои пермского разреза

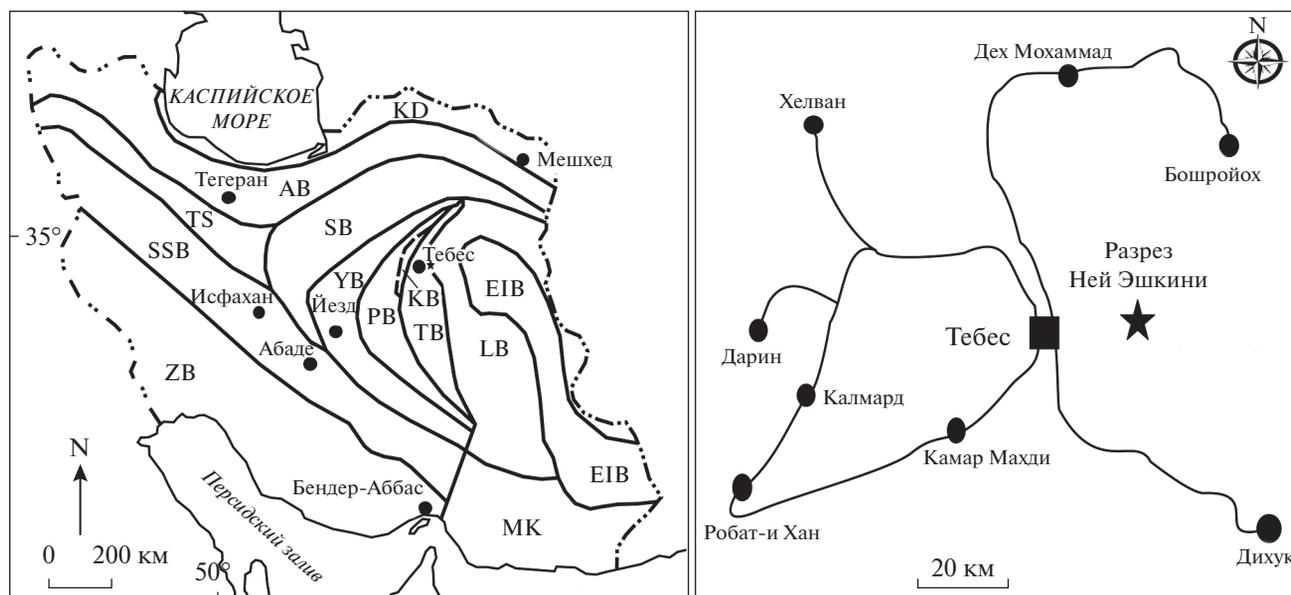


Рис. 1. Местонахождение разреза Ней Эшкини.

Тектонические блоки: KD – Копетдаг, AB – Эльбурс, TS – Тебриз-Севех, SB – Себзевар, YB – Йезд, PB – Пошт Бедам, KB – Келмард, TB – Тебес, LB – Лут, EIB – Восточно-Иранский, SSB – Сенендей Сирджан, ZB – Загрос, МК – Мекран.

обнажаются на самом севере – в горах Озбак-Кух, где входят в состав формации Заладу, охарактеризованной фузулинидами гжелского и ассельского возраста. Выше по разрезу следуют доломиты формации Тиге-Маадану, вероятно, сакмарского возраста, которые перекрываются толщей песчаников юры (Leven, Taheri, 2003). Южнее, в горах Ширгешт и Шотори, нижнепермские слои выпадают из разреза. Разрез перми представлен здесь толщей известняков и доломитов (300–600 м), залегающей несогласно на песчаниках и сланцах карбонатоугольной серии Сардар (Stöcklin et al., 1965). Эта карбонатная толща была выделена И. Штёклином в формацию Джамал. Он относил ее к верхней перми, хотя отмечал, что в горах Ширгешт к северу от г. Тебес в ее основании присутствуют фораминиферы и амmonoидеи, характерные для верхов нижней перми (Stöcklin, 1971). Х. Партоазар (Partoazar, 1995) обособил эту часть разреза в самостоятельную формацию Баге-Ванг, предполагая ее возраст ассельско-сакмарским. Однако сделанные позже находки многочисленных фузулинид и конодонтов (Leven, Vaziri Mohaddam, 2004) позволили переопределить возраст этой формации как болорско-раннекубергандинский, что подтверждало данные Штёклина. Соответственно, нижняя граница вышележащей формации Джамал в горах Ширгешт оказалась внутри кубергандинского яруса. По находкам мургабских *Neoschwagerina* и *Sumatria* в средней части формации и джюльфинско-дорашамских *Reichelina*, *Paradoxiella* и *Colaniella* в ее верхах возраст формации определялся как позднекубергандинско-дорашамский

(Leven, Vaziri Mohaddam, 2004). Данные о возрасте формации Джамал в расположенных южнее горах Шотори, где она была впервые установлена Штёклином, менее определены. В основании формации здесь обнаружены болорские *Misellina* (Leven, Gorgij, 2011), что позволяет коррелировать эту часть разреза с формацией Баге-Ванг более северных районов. Что касается более высоких частей разреза формации Джамал, то данные об определяющих возраст фузулинидах в них практически отсутствуют. Можно отметить лишь указание на находку мургабских *Verbeekina* (Bozorgnia, 1964), а также *Misellina* sp., *Neoschwagerina schuberti*, *N.? margaritae* и *Pseudodoliolina* (Jenny Deshusses, 1983). Но, если судить по фотографиям, приведенным в последней работе, первые две формы из этого списка напоминают *Cancellina ramifica* из верхов кубергандинского яруса Юго-Восточного Памира (Левен, 1967). Изображения оставшихся двух форм не даны, и вопрос об их присутствии в разрезе остается открытым.

В изученном нами разрезе формация Джамал представлена своей средней частью, образованной темно-серыми средне- и грубослоистыми известняками с небольшими прослоями доломитов (рис. 2). Примерно 30 м разреза содержат фузулиниды, среди которых преобладают вербеекины, местами переполняющие породу.

ФУЗУЛИНИДЫ

Фузулиниды, обнаруженные в средней части рассматриваемого разреза, представлены следую-

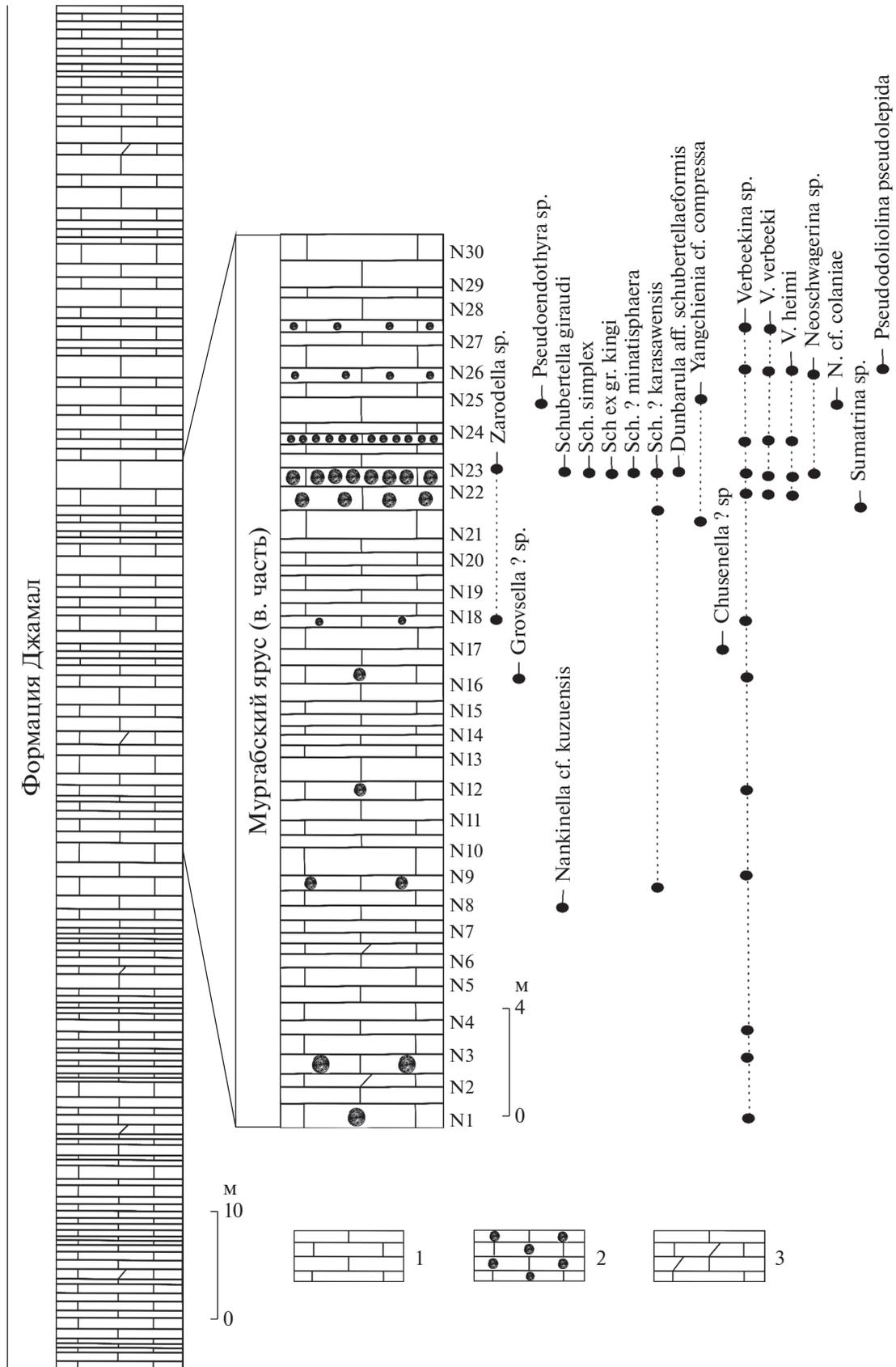


Рис. 2. Распределение фузулинид в разрезе Ней Эшкини.
1 — известняки, 2 — вербекиновые известняки, 3 — доломитизированные известняки.

щими таксонами: *Zarodella* sp., *Grovesella* ? sp., *Pseudoendothyra* sp., *Nankinella* cf. *kuzuensis* Igo et Igo, *Schubertella giraudi* (Deprat), *Sch. simplex* Lange, *Sch. ex gr. kingi* Dunbar et Skinner, *Sch. ? minatisphaera* Kobayashi, *Sch. ? karasawensis* Kobayashi, *Dunbarula* aff. *schubertellaeformis* Sheng, *Yangchienia* cf. *compressa* (Ozawa), *Chusenella* ? sp., *Verbeekina verbeeki* (Geinitz), *V. heimi* Thompson et Foster, *Neoschwagerina* cf. *colaniae* Ozawa, *Neoschwagerina* sp., *Sumatrina* sp., *Pseudodoliolina pseudolepida* (Deprat) (табл. I—III).

Наиболее многочисленными являются представители рода *Verbeekina*, местами переполняющие породу (слои 23 и 26). Они принадлежат двум близким видам — *V. verbeeki* и *V. heimi*, различающимся лишь более или менее тесным навиванием спирали раковины. Оба вида широко распространены в пределах Тетической области, где приурочены в основном к верхней части мургабского яруса, но могут переходить и в мидийский. В Иране второй из названных видов описан из зоны *Afghanella schencki* разреза Абаде, которая выделяется здесь в составе мургабского яруса (Kobayashi, Ishii, 2003).

Важными для определения возраста рассматриваемых слоев разреза являются другие найденные в них роды высших фузулинид, к сожалению, очень малочисленные. К ним относятся *Neoschwagerina*, *Sumatrina* и *Pseudodoliolina*.

Род *Neoschwagerina* присутствует в четырех экземплярах, 2 из которых не поддаются видовому определению, а 2 близки к *N. colaniae* Ozawa. Этот вид известен из ряда разрезов Китая, Индокитая и Японии, где приурочен к слоям, примерно отвечающим средней и верхней частям мургабского яруса. В формации Джамал неошвагеринины ранее были найдены в горах Ширгешт (блок Тебес) (Leven, Vaziri Mohaddam, 2004). Есть данные об их находках в формации Рутех Эльбурса (Bozorgnia, 1973; Lys et al., 1978; Vaziri et al., 2005; Vaziri, 2008). Однако в тех случаях, когда эти данные иллюстрированы фотографиями, видно, что за неошвагеринины ошибочно приняты кубергандинские *Armenina* (Lys et al., 1978) или *Misellina*? (Bozorgnia, 1973). Неошвагеринины хорошо представлены в разрезе Абаде блока Сенендей Сирджан, где они приуро-

чены к зоне *N. margaritae* (Baghbani, 1993). Позже Кобаяси и Иси (Kobayashi, Ishii, 2003) ограничили распространение неошвагерининой зоной *N. occidentalis*, отвечающей верхней части зоны *N. margaritae* в схеме Бахбани и расположенной между слоями с *Eopolydiexodina* и *Afghanella* (внизу) и *Chusenella abichi*.

Род *Sumatrina* в нашем материале присутствует в виде двух скошенных сечений, что не позволяет произвести видовую идентификацию. Если судить по форме раковины и количеству вторичных септул, можно предположить, что рассматриваемые сечения принадлежат виду *S. annae* Volz, но уверенности в этом нет. Суматрины появляются в средней части мургабского яруса и проходят в мидийский. В Иране суматрины (*S. annae*) описаны из разреза Абаде, где встречены в верхней части мургабского яруса и низах мидийского (зона *Ch. abichi*) (Kobayashi, Ishii, 2003). Единичный представитель рода встречен также в средней части формации Джамал в разрезе Баге-Ванг Центрального Ирана (Leven, Vaziri Mohaddam, 2004).

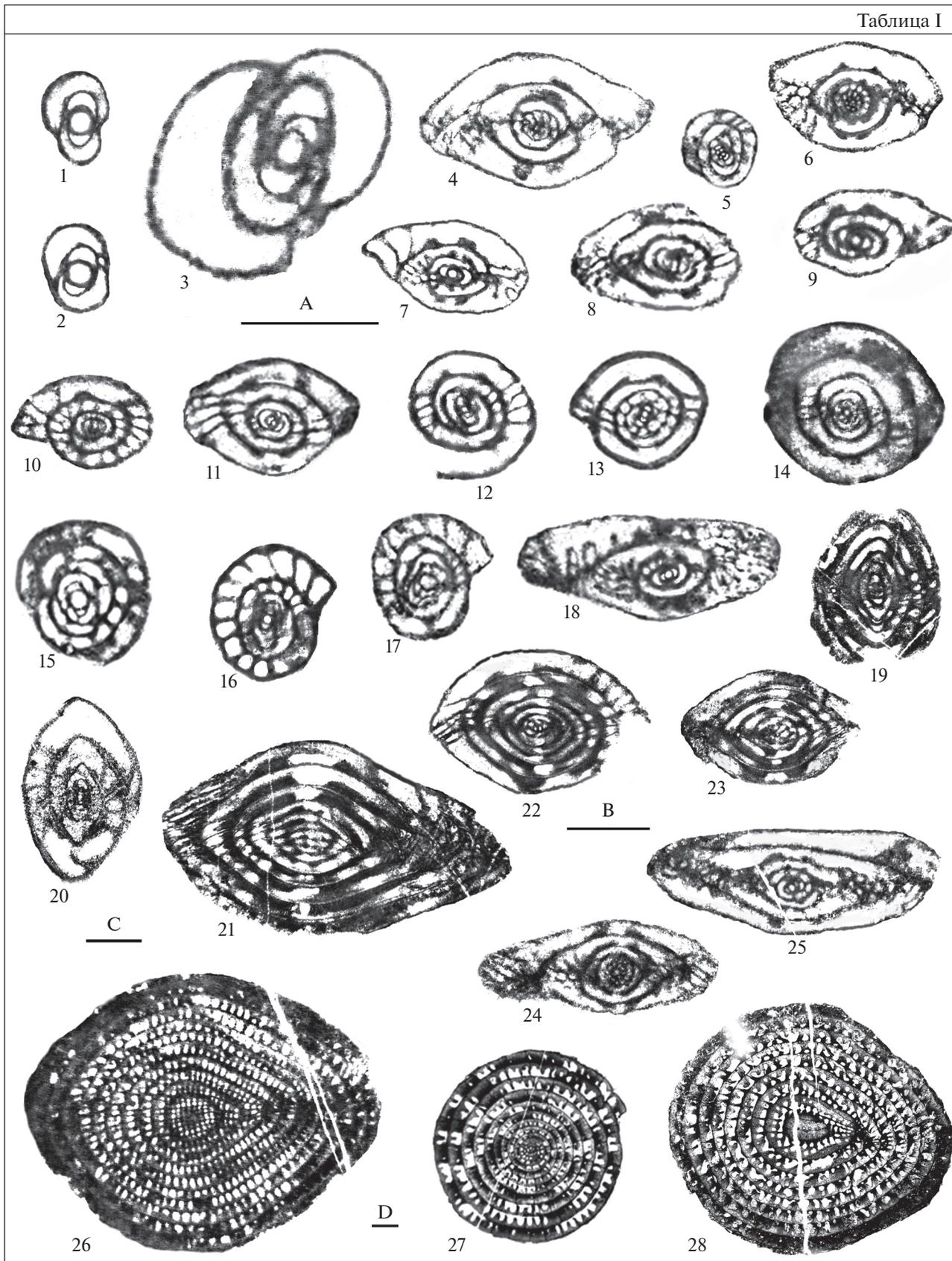
Род *Pseudodoliolina* в описываемой коллекции представлен единственным экземпляром, по всем признакам принадлежащим виду *P. pseudolepida* (Deprat). Этот вид широко распространен в пределах Тетической области в слоях, примерно отвечающих верхней части мургабского яруса и основанию мидийского. В Иране неопределенные до вида псевдодолиолины отмечены в разрезе Абаде, в зонах *A. schencki* и *Ch. abichi*, т.е. в верхней половине мургабского яруса и низах мидийского (Kobayashi, Ishii, 2003).

Существенную роль в рассматриваемом материале играют представители отряда *Schubertellida*. Прежде всего, это виды рода *Schubertella*, такие как *Sch. giraudi* (Deprat), *Sch. simplex* Lange и некоторые другие, известные из многих разрезов мургабского яруса. Род *Dunabagula* представлен единственным экземпляром, напоминающим *D. schubertellaeformis* Sheng из формации Маокоу Северо-Западного Китая, где он ассоциирует с вербекинами и неошвагерининами (Sheng, 1958). Немногочисленные представители рода *Yangchienia*, скорее всего, принадлежат виду *Y. compressa* (Ozawa). Этот и близкие ему по уровню раз-

Таблица I. Фузулиниды из разреза Ней Эшкини. Увеличение $\times 10$ для фиг. 26–28 (длина масштабной линейки D 0.5 мм); $\times 20$ для фиг. 19 и 20 (длина масштабной линейки C 0.5 мм); $\times 30$ для фиг. 21–23 (длина масштабной линейки B 0.5 мм) и $\times 50$ для фиг. 1–18, 24 и 25 (длина масштабной линейки A 0.5 мм).

1, 2 — *Zarodella* sp., аксиальные сечения, обр. 19 и 24 соответственно; 3 — *Grovesella* ? sp., аксиальное сечение, обр. 17; 4, 6 — *Schubertella giraudi* (Deprat), аксиальные сечения, обр. 24; 5 — *Schubertella* ? *minatisphaera* Kobayashi, аксиальное сечение, обр. 24; 7–12 — *Schubertella simplex* Lange, субаксиальные сечения, обр. 24; 13, 14 — *Schubertella* sp., аксиальные сечения, обр. 10; 15–17 — *Schubertella*? *karasawensis* Kobayashi, субаксиальные сечения, обр. 24, 10 и 23 соответственно; 18 — *Dunbarula* aff. *schubertellaeformis* Sheng, аксиальное сечение, обр. 24; 19 — *Nankinella* cf. *kuzuensis* Igo et Igo, субаксиальное сечение, обр. 9; 20 — *Pseudoendothyra* sp., аксиальное сечение, обр. 26; 21–23 — *Yangchienia* cf. *compressa* (Ozawa), субаксиальные сечения, обр. 26, 22 и 26 соответственно; 24, 25 — *Schubertella ex gr. kingi* Dunbar et Skinner, аксиальные сечения, обр. 24; 26 — *Neoschwagerina* cf. *colaniae* Ozawa, тангенциальное, слегка скошенное сечение, обр. 26; 27, 28 — *Neoschwagerina* sp., медиальное и тангенциальное скошенное сечения, обр. 24 и 26 соответственно.

Таблица I



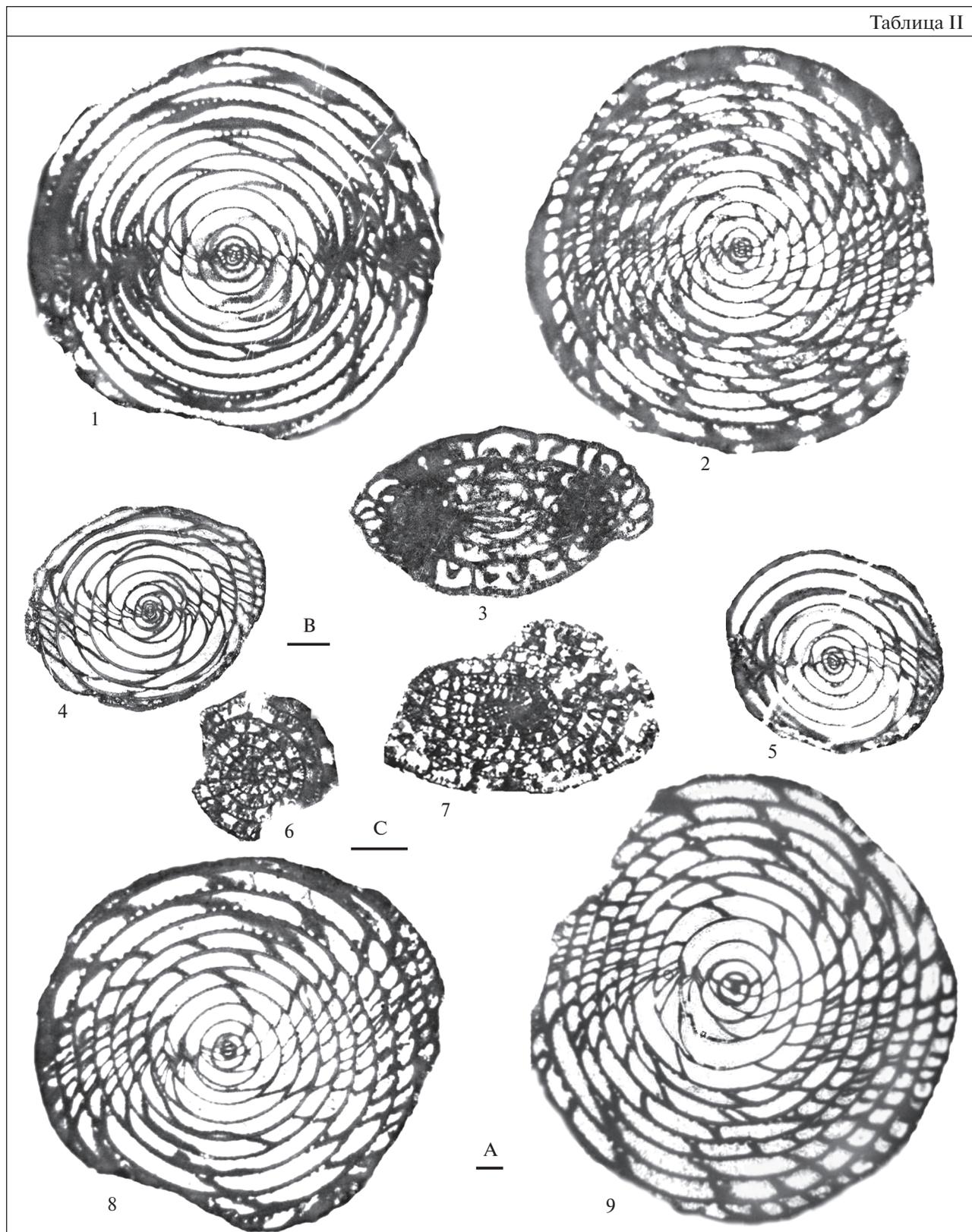


Таблица II. Фузулины из разреза Ней Эшкини. Увеличение $\times 10$ для фиг. 1, 2, 4, 5, 8 и 9 (длина масштабной линейки А 0.5 мм); $\times 15$ для фиг. 3 (длина масштабной линейки В 0.5 мм) и $\times 20$ для фиг. 6 и 7 (длина масштабной линейки С 0.5 мм).

1, 2, 4, 5, 8, 9 – *Verbeekina verbeeki* (Geinitz): 1 – аксиальное сечение, обр. 24; 2, 8, 9 – субаксиальные сечения, обр. 24; 4, 5 – субаксиальные сечения юношеских форм, обр. 23; 3 – *Chusenella* ? sp., субаксиальное сечение, обр. 18; 6, 7 – *Sumatrina* sp., косое сечение, обр. 23.

Таблица III

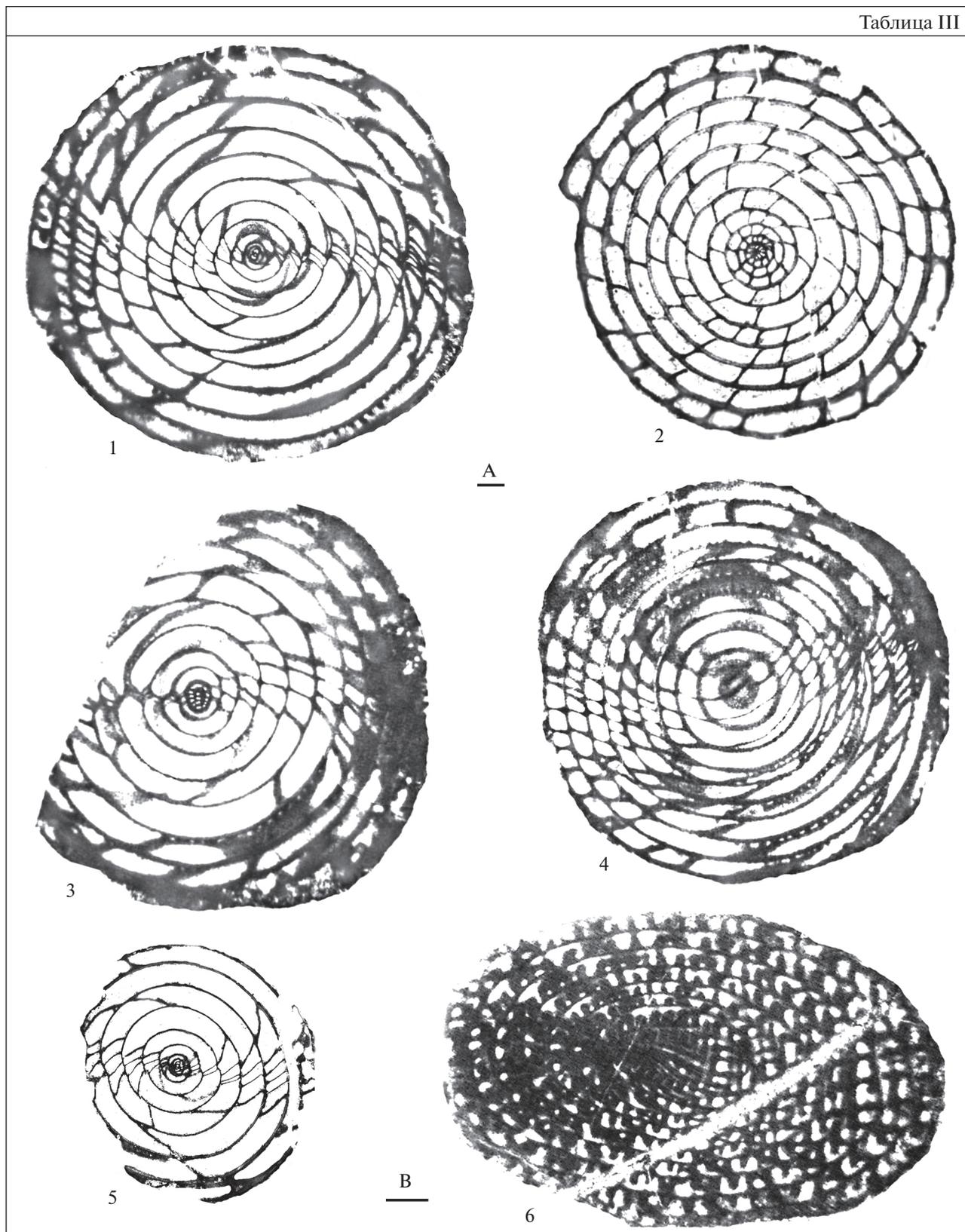


Таблица III. Фузулины из разреза Ней Эшкины. Увеличение $\times 10$ для фиг. 1–5 (длина масштабной линейки 0.5 мм) и $\times 15$ для фиг. 6 (длина масштабной линейки 0.5 мм).

1–5 – *Verbeekina heimi* Thompson et Foster: 1 – субаксиальное сечение, обр. 23; 2 – медиальное сечение, обр. 23; 3 – субаксиальное сечение, обр. 23; 4 – тангенциальное сечение, обр. 23; 5 – субаксиальное сечение юношеской формы, обр. 26; 6 – *Pseudodoliolina pseudolepida* (Deprat), косое сечение, обр. 27.ш.

вития виды имеют широкое распространение и характерны для верхней части мургабского яруса. Интересно присутствие в рассматриваемом материале примитивных родов *Zarodella* и *Grovesella*, которые ранее не встречались выше болорского яруса (Leven, 2010).

Подводя итог, можно с уверенностью констатировать, что рассмотренная ассоциация фузулинид типична для верхней части мургабского яруса тетической шкалы. Хотя некоторые виды и роды могут переходить в мидийский ярус, типичных представителей фузулинид этого яруса в нашем материале не обнаружено.

КОРРЕЛЯЦИЯ И ВОЗРАСТ

Как можно видеть из приведенного анализа, фузулинидовые слои разреза Ней Эшкини имеют аналоги в ряде других разрезов перми Ирана. В пределах блока Тебес это слои с *Neoschwagerina* и *Sumatrina* из средней части формации Джамал в горах Ширгешт (Leven, Vaziri Mohaddam, 2004). В блоке Сенендей Сирджан рассматриваемым слоям отвечает зона *N. occidentalis* и, возможно, верхняя часть расположенной ниже зоны *A. shencki* (Kobayashi, Ishii, 2003). За пределами Ирана вербеекино-неошвагериновые слои встречаются во многих разрезах Тетической области, особенно ее восточной части.

В Афганистане в хорошо известных местонахождениях фузулинид Ходжагор и Булола рассматриваемым слоям отвечает нижняя часть толщи массивных известняков (слой F) с суматринами и высокоорганизованными неошвагеринами. Так же как и в разрезе Абаде Ирана, здесь ниже залегают слои с афганеллами и многочисленными эпополидиексодинами (Leven, 1997).

В Юго-Восточном Памире в типовом разрезе мургабского яруса (гора Джамантал) рассматриваемым слоям примерно отвечает толща известняков и кремнистых сланцев (слои Дейре свиты Ган) с редкими неошвагеринами, вербеекинами и янгчиениями. Они перекрывают так называемые джамантальские слои с раннемургабскими неошвагеринами, пресуматринами и афганеллами и, в свою очередь, сменяются обломочными известняками (карасинские слои) с мидийскими ябеинами (Левен, 1967).

В ярусной шкале, разработанной по разрезам Южного Китая, фузулинидовым слоям разреза Ней Эшкини примерно соответствует верхняя часть яруса куфен или зона *Neoschwagerina margaritae* (Sheng, Jin, 1994). Эта зона выделяется во многих разрезах и содержит большинство родов и видов, характерных для близких по возрасту слоев Ирана. В стандартную китайскую ярусную шкалу не вписывается разрез перми блока Баошань (провинция Юннань). По мнению многих исследователей,

этот блок представляет собой обломок Гондваны, на протяжении пермского периода мигрировавший из холодных высоких широт в низкие, субтропические и тропические (Huang et al., 2015, 2020). Изолированное по отношению к основной территории Китая положение этого блока нашло отражение в характере фузулинидовой биоты. В качестве примера можно привести присутствие в разрезах блока Баошань эпополидиексодина, в Южном Китае пока не отмеченных, но характерных для разрезов Южного Ирана (Загрос, блок Сенендей Сирджан). Рассматриваемым слоям местонахождения Ней Эшкини в разрезе блока Баошань отвечают слои со сходным составом фузулинидового комплекса, в котором, как и в иранском комплексе, присутствуют разнообразные вербеекины, а также псевдодолиолины, суматрины, янгчиения и др. Сходство подчеркивается обилием вербеекин, как и в разрезе Ней Эшкини, местами переполняющих вмещающую породу. Подобное сходство не оставляет сомнений в том, что сравниваемые слои являются одновозрастными, по нашему мнению, позднемургабскими. Это не совпадает с мнением китайских специалистов, считающих их более молодыми — мидийскими. Однако типично мидийские фузулиниды, такие как ябеины, лепидолины и ряд других, в вербеекиновых слоях Баошаня не отмечаются. Присутствующие же в них роды и виды характерны для мургабского яруса, хотя некоторые из них могут проходить и в мидийский.

В наиболее полных разрезах перми Японии (Акиоши, Акасака, Канто и др.) верхняя часть мургабского яруса представлена слоями с высокоразвитыми неошвагеринами, такими как *N. margaritae*, *N. colaniae* и *N. haydeni*. Они обособляются в самостоятельную зону, в которой, наряду с неошвагеринами, обычно присутствуют вербеекины, суматрины и другие роды и виды, характерные для соответствующих слоев разреза Ней Эшкини. Все это не оставляет сомнений в одновозрастности сравниваемых слоев Японии и Ирана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые в формации Джамал блока Тебес обнаружен и изучен богатый комплекс фузулинид (12 родов и 12 видов). Это позволило уточнить возраст содержащих их слоев и корреляцию с соответствующими слоями других районов Ирана, а также многих разрезов Тетической области — от Афганистана на западе до Японии на востоке.

2. Прослеживаемая на большом пространстве общность позднемургабских фузулинидовых сообществ свидетельствует о свободных связях бассейна, где проходило формирование формации Джамал, с другими бассейнами акватории Тетис, в том числе с бассейнами, располагавшимися в пределах блоков Сенендей Сирджан и Загрос.

Последнее представляет интерес в связи с тем, что до этого упомянутые бассейны Южного Ирана, вероятно, были изолированы от расположенных севернее. Об этом свидетельствует почти полное отсутствие фузулинид в разрезах большей части мургабского яруса Центрального и Северного Ирана, тогда как южнее они многочисленны и разнообразны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Левен Э.Я. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира. М.: Наука, 1967. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 167).
- Baghbani D. The Permian Sequence in the Abadeh Region, Central Iran. Contributions to Eurasian Geology // Occasional Publ. Earth Sci. Res. Inst., Univ. South Carolina, New Ser. 1993. V. 9A–B. P. 7–22.
- Bozorgnia E. Microfacies and microorganisms of Paleozoic through Tertiary sediments of some part of Iran. Tehran: Natl. Iranian Oil Comp., 1964. P. 1–22.
- Bozorgnia E. Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of Central and East Alborz Mountains, Iran // Publ. Natl. Iranian Oil Comp., Geol. Lab., Tehran. 1973. V. 4. P. 1–185.
- Davydov V.I., Arefifard A. Middle Permian (Guadalupian) fusulinid taxonomy and biostratigraphy of the mid-latitude Dalan Basin, Zagros, Iran and their applications in paleoclimate dynamics and paleogeography // GeoArabia. 2013. V. 18. № 2. P. 17–62.
- Huang H., Jin X.C., Shi Y.K. A Verbeekina assemblage (Permian fusulinid) from the Baoshan block in western Yunnan, China // J. Paleontol. 2015. V. 89. P. 269–280.
- Huang H., Jin X.C., Shi Y.K., Wang H., Zheng J., Zong P. Fusulinid-bearing oolites from the Tengchong Block in western Yunnan, SW China: Early Permian warming signal in the eastern peri-Gondwana // J. Asian Earth Sci. 2020. V. 193. P. 1–11.
- Jenny Deshusses C. Le Permien de l'Elbourz Central et Oriental (Iran): Stratigraphie et micropaléontologie (foraminifères et algues) // Université Genève. 1983. Thèse № 2103. P. 1–265.
- Kobayashi F., Ishii K.-I. Permian Fusulinaceans of the Surmaq Formation in the Abadeh Region, Central Iran // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 2003. V. 109. № 2. P. 307–337.
- Leven E.Ja. Permian stratigraphy and Fusulinida of Afghanistan with their paleogeographic and paleotectonic implications // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1997. V. 316. P. 1–134.
- Leven E.Ja. Origin of higher fusulinids of the order Neoschwagerinida Minato et Honjo, 1966 // Stratigr. Geol. Correl. 2010. V. 18. № 3. P. 66–73.
- Leven E.Ja., Gorgij M.N. Fusulinids and stratigraphy of the Carboniferous and Permian in Iran // Stratigr. Geol. Correl. 2011. V. 19. № 7. P. 687–776.
- Leven E.Ja., Taheri A. Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of Eastern Iran, Gzhelian and Asselian deposits of the Ozbak-Kuh Region // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 2003. V. 109. № 3. P. 399–415.
- Leven E.Ja., Vaziri Mohaddam H. Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of Eastern Iran: The Permian in the Baghe-Vang Section (Shirgesht Area) // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 2004. V. 110. P. 441–465.
- Lys M., Stampfli G., Jenny J. Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien de l'Ébourz oriental (an du N. E.) // Notes Lab. Paléont. Univ. Genève. 1978. № 10. P. 63–78.
- Partoazar H. Permian deposits in Iran // Treatise on the Geology of Iran. Geol. Surv. Iran, 1995. V. 22. P. 1–370 (in Persian with English summary).
- Sheng J.C. Some fusulinids from the Maokou limestone of Chinghai Province, Northwestern China // Acta Paleont. Sinica. 1958. V. 6. № 3. P. 268–291.
- Sheng J.C., Jin Y.G. Correlation of Permian deposits of China // Palaeoworld. 1994. V. 4. P. 14–113.
- Stöcklin J. Stratigraphic Lexicon of Iran. Part 1: Central, North, and East Iran // Rep. Geol. Surv. Iran. 1971. № 18. P. 1–338.
- Stöcklin J., Eftekhari Nezhad J., Hushmandzadeh A. Geology of the Shotory Range (Tabas Area, East Iran) // Rep. Geol. Surv. Iran. 1965. № 3. P. 1–69.
- Vaziri S.H. Lithostratigraphy and microbiostratigraphy (Foraminifera) of the Permian sequence in Northern Tehran, Central Alborz, North Iran // The Fifth International Conference on Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology, Univ. of Madras, India, 2008. P. 339–344.
- Vaziri S.H., Yao A., Kuwahara K. Lithofacies and microbiofacies (foraminifers and radiolarians) of the Permian sequence in the Shalamzar Area, Central Alborz, North Iran // J. Geosci., Osaka City Univ. 2005. V. 48. № 3. P. 39–69.

Рецензенты С.В. Наугольных, Т.В. Филимонова

Middle Permian (Late Murgabian) Fusulinids of the Jamal Formation, Tabas Area, Iran

H. Yarahmadzahi^{a, #} and E. Ja. Leven^{b, ##}

^aDepartment of Geology, Earth Sciences Research Center, Zahedan Branch, Islamic Azad University, Zahedan, I. R. Iran

^bGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: Hamed.yarahmadzahi@gmail.com

^{##}e-mail: erleven@yandex.ru

Numerous fusulinids were found in the middle part of the Jamal Formation (Ney Eshkiny section) in the Tabas region of Central Iran. Among them, 12 species belonging to 12 genera have been identified, such as *Zarodella*, *Grovesella*?, *Pseudoendothyra*, *Nankinella*, *Schubertella*, *Dunbarula*, *Yangchienia*, *Chusenella*, *Verbeekina*, *Pseudodoliolina*, *Neoschwagerina*, and *Sumatrina*. This assemblage characteristic of the upper Murgabian Stage is found in many sections of the Permian Tethys region.

Keywords: stratigraphy, fusulinids, Permian, Murgabian Stage, Iran, Tabas, Jamal Formation

УДК 551.763:561(571.651)

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ТАФОФЛОР КРИВОРЕЧЕНСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ МЕЛ) ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ РЕКИ АНАДЫРЬ, СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ

© 2021 г. А. Б. Герман¹, *, С. В. Щепетов², **

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Ботанический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: alexeiherman@yandex.ru

**e-mail: shchepetov@mail.ru

Поступила в редакцию 29.12.2020 г.

После доработки 01.02.2021 г.

Принята к публикации 08.02.2021 г.

Чинейвеевская тафофлора из кривореченской свиты левобережья р. Анадырь (Северо-Восток Азии) характеризуется невысоким разнообразием входящих в нее растений, представленных гинкговыми, хвойными и покрытосеменными. По их систематическому составу она моложе гребенкинской флоры из кривореченской свиты бассейна р. Анадырь и наиболее близка к пенжинской флоре Северо-Западной Камчатки и п-ова Елистратова, возраст которой надежно определяется как туронский, исключая начало турона. Исходя из этого, возраст чинейвеевского флористического комплекса также туронский, скорее всего позднеуронский. Такая датировка этой тафофлоры отвечает представлениям о позднеуронском или коньякском возрасте морских моллюсков из перекрывающих слоев дуговской свиты на р. Чинейвеем и о согласном стратиграфическом контакте этих слоев с флороносными отложениями. Предполагавшийся ранее тектонический контакт между указанными отложениями в этом районе не находит палеоботанического подтверждения. Последовательность тафофлор из кривореченской свиты в междуречье Убиенка–Чинейвеем позволяет ограничить верхний возрастной предел распространения гребенкинской флоры началом туронского века.

Ключевые слова: Северо-Восток Азии, макроостатки растений, флористический комплекс, иноцерамы, палеофлористика, стратиграфия, альб, сеноман, турон

DOI: 10.31857/S0869592X21050057

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Востоком Азии принято называть часть Евразийского континента к востоку от р. Лена (Самылина, 1974). Здесь широко представлены верхнемезозойские отложения различного генезиса. По характеру осадконакопления в меловом периоде данная территория разделена на три субрегиона (Герман, 1993, 2011) или два региона (Решения..., 2009). Для Анадырско-Корякского субрегиона (рис. 1) характерно чередование в разрезах и/или замещение по простирацию меловых отложений морского и континентального генезиса, причем последние, формировавшиеся преимущественно в условиях приморских низменностей и равнин, содержат многочисленные и разнообразные ископаемые растения. Остатки моллюсков и фораминифер из морских слоев позволяют здесь надежно датировать растительные остатки, содержащиеся в неморских отложениях (Герман, 2011).

Данная особенность делает некоторые разрезы Анадырско-Корякского субрегиона ключевыми

для разработки стратиграфических схем неморского альба–верхнего мела Северо-Востока России. При этом в качестве фитостратиграфических реперов рассматриваются ископаемые флоры, характеризующие определенные этапы развития древней флоры на значительной территории; каждая из таких флор включает отдельные тафофлоры, или палеофлористические комплексы, в состав которых входят растения из одного или нескольких территориально и стратиграфически близких местонахождений (Герман, 2011). Для первой половины позднего мела были выделены и описаны гребенкинский (конец альба–начало турона), пенжинский (турон, исключая его начало) и кайва-ямский (коньяк) этапы развития древней флоры (Самылина, 1974; Герман, Лебедев, 1991; Герман, 2011; Щепетов и др., 1992; Филиппова, Абрамова, 1993; Spicer et al., 2002).

Гребенкинская флора из кривореченской свиты среднего течения р. Анадырь – самая богатая и разнообразная из позднемеловых флор Северо-

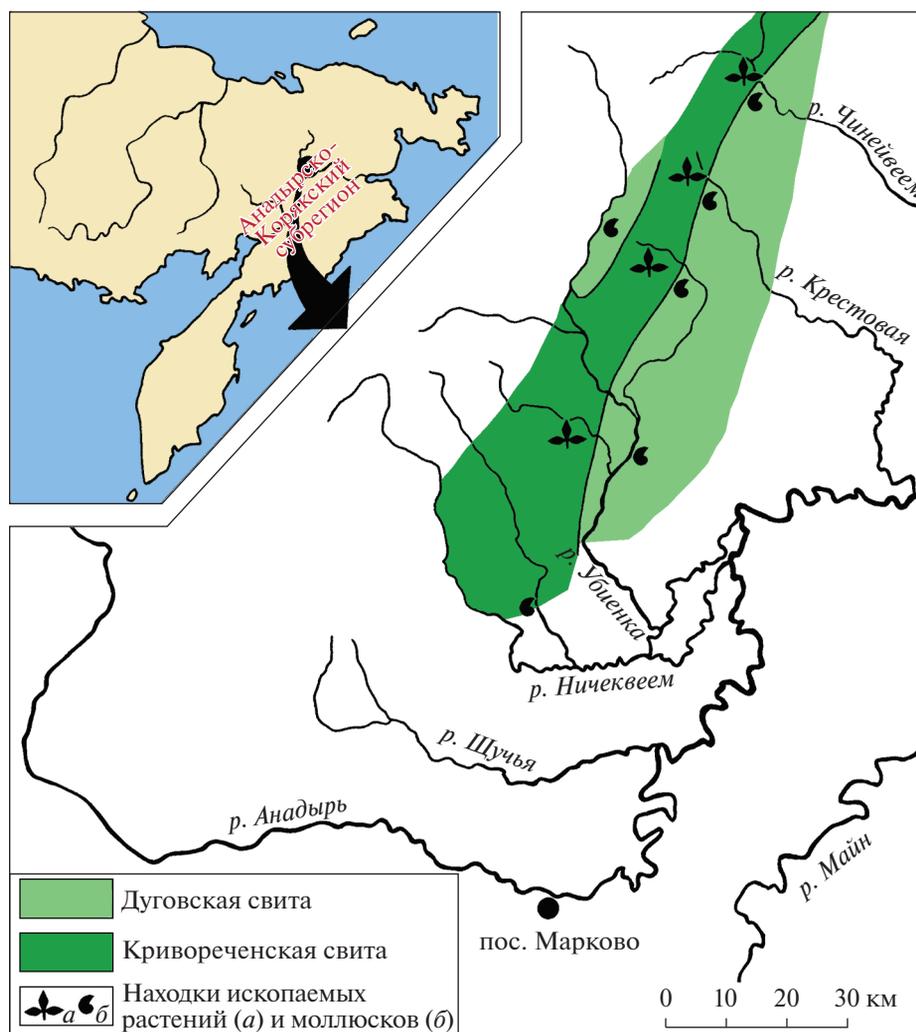


Рис. 1. Распространение флороносных отложений кривореченской свиты и перекрывающих образований дуговской свиты на левобережье среднего течения р. Анадыр и приуроченные к ним местонахождения ископаемых растений и моллюсков (по Герман, 2011, с изменениями).

Востока Азии. Она является одним из наиболее важных фитостратиграфических реперов неморского мела региона. Гребенкинский этап, с которого начинается поздне меловой флорогенез на Северо-Востоке России, был выделен В.А. Самылиной (1974). В течение этого этапа формировались гребенкинская флора среднего течения р. Анадыр и среднегинтеровская флора бухты Угольной (Моисеева, 2010; Герман, 2011). Поскольку в бассейне р. Гребенка тафофлоры гребенкинского этапа датируются не только сеноманом, но и, вероятно, поздним альбом (Щепетов и др., 1992; Spicer et al., 2002; Герман, 2011), начало этого этапа следует датировать в пределах позднего альба. В перекрывающей кривореченскую свиту дуговской свите (рис. 1, 2) были найдены остатки туронских морских моллюсков (Терехова, 1988), что позволило провести границу между гребенкинским и пенжин-

ским этапами развития флоры в начале туронского века или между ранним и поздним туроном. При этом смены тафофлор этих этапов, документированной остатками растений, в едином разрезе известно не было.

Из отложений, относимых к кривореченской свите, в бассейне р. Чинейвеем (левобережье р. Анадыр) геологами научно-производственного объединения “Аэрогеология” были собраны растительные остатки, изученные Е.Л. Лебедевым (Дворянкин и др., 1993). По его мнению, данная тафофлора принципиально отличается по составу от гребенкинской и может быть условно датирована сеноном. Вероятно, именно из-за этого Дворянкин и его соавторы сочли, что остатки растений происходят из тектонического блока пород, не имеющих отношения к кривореченской свите. Позже А.Б. Герман (2011), проанализировав при-

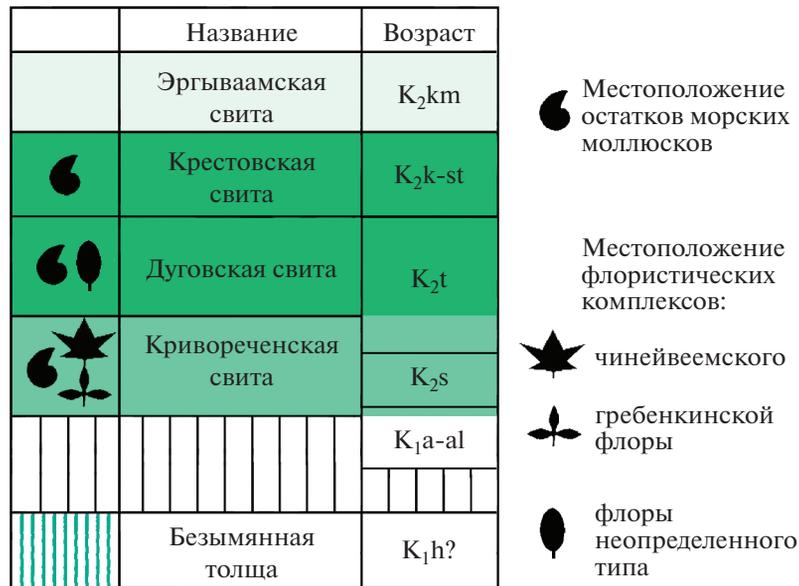


Рис. 2. Последовательность стратифицированных геологических тел на левобережье р. Чинейвеем в районе руч. Болотный по материалам Б.Д. Трунова (Государственная..., 1977).

веденный Лебедевым список растений чинейвеемской тафофлоры и просмотревший коллекцию ее растительных остатков, не согласился со стратиграфическими выводами А.И. Дворянкина с соавторами (1993). Однако сама эта тафофлора так и не была детально изучена, что делает заключения о ее возрасте, сделанные как Лебедевым, так и Германом, недостаточно обоснованными.

В настоящей статье мы восполняем этот пробел и пытаемся ответить на следующие вопросы.

1. Каков систематический состав и возраст чинейвеемского флористического комплекса?
2. Насколько обосновано высказанное ранее мнение о тектоническом контакте флороносных слоев, включающих чинейвеемский комплекс, с дуговой свитой морского генезиса?
3. Каков верхний возрастной предел существования гребенкинской флоры и, соответственно, гребенкинского этапа развития меловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона?

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ р. АНАДЫРЬ (КРИВОРЕЧЕНСКАЯ И ДУГОВСКАЯ СВИТЫ)

На левом берегу р. Анадырь кривореченская свита распространена в бассейнах рек Ничеквеем, Убиенка, Крестовая и Чинейвеем (рис. 1). На р. Кривая (правый приток р. Убиенка) расположен стратотип кривореченской свиты, выделенной в 1963 г. Г.Г. Кайгородцевым.

Кривореченская свита в этом районе, как и на правобережье р. Анадырь (Девятилова и др., 1980;

Герман, 2011), состоит из двух подсвит: нижней существенно конгломератовой и верхней, сложенной конгломератами, гравелитами, полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками и глинистыми алевролитами. В верхней подсвите многочисленны остатки растений, однако они менее разнообразны и худшей сохранности, чем на правобережье р. Анадырь (Филиппова, Абрамова, 1993). Наиболее представительные сборы фитофоссилий из верхнекривореченской подсвиты в бассейнах рек Ничеквеем, Убиенка, Кривая, Дуговая были сделаны А.Д. Девятиловой, Эд.Б. Невретдиновым и Л.А. Анкудиновым, а изучила эти коллекции Г.Г. Филиппова (1979, 1982, 1984; Филиппова, Абрамова, 1993; Девятилова и др., 1980). На р. Левая Ничеквеем (рис. 1) в верхнекривореченской подсвите Л.А. Анкудиновым были найдены остатки *Inoceramus* cf. *nipponicus* Nagaо et Mat., *I. korjakensis* Ter., *I. ex gr. korjakensis* Ter., *I. cf. gradilis* Perg., свидетельствующие, по мнению Г.П. Тереховой (1988), о принадлежности вмещающих отложений зоне *Inoceramus nipponicus* средне-позднененоманского и, возможно, раннетуронского возраста. Мощность кривореченской свиты в этом районе около 1600 м.

По определениям Г.Г. Филипповой (Филиппова, Абрамова, 1993), в кривореченской свите на реках Кривая, Ветвистая и Дуговая (бассейн р. Убиенка) обнаружены (в квадратных скобках приведены более правильные, на наш взгляд, определения): *Thallites* sp., *Osmunda* sp., *Gleichenites zippei* (Corda) Sew., *Gleichenites microphylla* Philipp., *Gleichenites asiatica* Philipp., *Coniopteris grebencaensis* Philipp., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Birisia jelisejevii*

(Krysht.) Philipp., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Cladophlebis* ex gr. *haiburnensis* (L. et H.) Brong., *Cladophlebis ubiencaensis* Philipp., *Arctopteris* sp. [*Arctopteris penzhinensis* E. Lebed.], *Pseudocycas hyperborea* Krysht. [*Cycadites hyperborea* (Krysht.) E. Lebed.], *Nilssonia serotina* Heer, *Nilssonia alaskana* Hollick, *Nilssonia yukonensis* Hollick, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Unger) Heer, *Sphenobaiera* aff. *biloba* Pryn. [*Sphenobaiera vera* Samyl. et Shczep.], *Cephalotaxopsis heterophylla* Hollick, *Cephalotaxopsis intermedia* Hollick, *Elatocladus gracillimus* (Holl.) Sveshn., *Araucarites anadyrensis* Krysht., *Sequoia richenbachii* (Gein.) Heer, *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Sequoia obovata* Knowlton [скорее всего, *Elatocladus smittiana* (Heer) Seward], *Sequoia ambigua* Heer [*Pagiophyllum triangulare* Prynada], *Cryptomeria subulata* (Heer) Sveshn., *Florinia borealis* Sveshn. et Budantsev, *Podozamites lanceolatus* (Lindl. et Hutton) Braun, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. [*Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath.], *Pityostrobus* sp., *Pityocladus* sp., *Magnolia alternans* Heer [*Magnoliaephyllum alternans* (Heer) Seward], *Menispermities septentrionalis* Hollick, *Menispermities marcovoensis* Philipp., *Ettingshausenia embicola* (Vachr.) Herman [*Ettingshausenia louravetlanica* (Herman et Shczepetov) Herman et Moiseeva], *Credneria inordinata* Hollick [*Arthollia inordinata* (Holl.) Herman или, скорее всего, *Ettingshausenia louravetlanica*], *Leguminosites acuminata* Philipp. [*Myrtophyllum acuminata* (Philipp.) Herman], *Scheffleraephyllum venustum* (Philipp.) Philipp., *Gребенкия kryshtofovichii* E. Lebed. [*Gребенкия anadyrensis* (Krysht.) E. Lebed.], *Araliaephyllum devjatilovae* Philipp., *Celastrphyllum latifolium* Font.

Проанализировав систематический состав тафофлора кривореченской свиты правого и левого берега р. Анадырь, Г.Г. Филиппова (Филиппова, Абрамова, 1993, с. 19) отмечает, что “все они составляют флористический комплекс, единство которого обусловлено общностью доминирующих родов и видов в составе папоротников (*Gleichenites*, *Coniopteris*, *Birisia*), хвойных (*Cephalotaxopsis*, *Sequoia*) и покрытосеменных (*Menispermities*, *Ettingshausenia*, *Dalembia*), присутствием древних мезофитных форм”. Таким образом, Филиппова относит перечисленные ископаемые растения к гребенкинской флоре, наиболее представительные местонахождения растительных остатков которой расположены на правом берегу р. Анадырь (Шепетов и др., 1992; Филиппова, Абрамова, 1993; Spicer et al., 2002; Герман, 2011).

Кривореченская свита на левом берегу р. Анадырь согласно перекрывается морскими отложениями дуговской свиты (рис. 1, 2), представленной песчаниками, алевролитами, аргиллитами и туфитами различного состава мощностью около 600 м (Верещагин, Терехова, 1960; Паракецов и др., 1974; Решения..., 1982; Терехова, Дундо, 1987; Терехова, 1988). Эти породы содержат остатки мор-

ских моллюсков, которые были изучены Г.П. Тереховой (1988): *Inoceramus concentricus costatus* Nagao et Mat., *I. iburiensis* Nagao et Mat., *I. gibberosus* Bodul., *I. hobetsensis* Nagao et Mat., *Scaphites* (*Otoscapites*) *puerculus teshioensis* (Yabe), *S. (O.)* aff. *puerculus Jimbo*, *S. (O.)* ex gr. *puerculus Jimbo*, *S. planus* (Yabe), *Scalarites* sp. indet. По мнению Тереховой (1988, с. 110), “комплекс фаунистических остатков из дуговской свиты соответствует зоне *Inoceramus iburiensis* и одновозрастной ей зоне *Jimboiceras planuliforme* Анадырско-Корякского региона”, для которых принят позднетуронский возраст (Решения..., 1982); “самое низкое стратиграфическое положение в дуговской свите занимают слои с *Inoceramus concentricus costatus* Nagao et Mat., которые выше... сменяются отложениями с *Inoceramus iburiensis* Nagao et Mat., *I. gibberosus* Bodul., а еще выше... — породами с... *Inoceramus hobetsensis* Nagao et Mat. и скафитами”. Исходя из этого, Терехова (1988, с. 111) “считает возраст фаунистического комплекса дуговской свиты позднеуронским, не исключая возможности отнесения самых нижних горизонтов свиты с *Inoceramus concentricus costatus* к нижнему турону”. При этом она отмечает, что “в бассейне р. Убиенка... континентальные отложения кривореченской свиты с остатками флоры непосредственно перекрываются морскими слоями с *Inoceramus concentricus costatus*. Севернее, в бассейнах рр. Крестовой и Чинейвеем..., выше континентальных слоев залегают морские отложения с *Inoceramus hobetsensis*”.

Последнее наблюдение, а также определенные Тереховой (1988) из верхней подсвиты кривореченской свиты моллюски позднеальбского—раннесеноманского возраста на р. Малая Гребенка (правобережье р. Анадырь: Шепетов и др., 1992) и среднесеноманского—(?) раннетуронского возраста на р. Лев. Ничеквеем, позволили ей сделать вывод о том, что возраст содержащей растительные остатки кривореченской свиты “варьирует в зависимости от возраста перекрывающих морских осадков. Верхняя возрастная граница изменяется от позднего альба до позднего турона” (Терехова, 1988, с. 113). С этим выводом о диахронности верхней границы кривореченской свиты и омоложении ее в направлении с юга на север согласен и В.П. Похилайнен (1994), причем степень ее диахронности он считает еще более существенной, вплоть до конца коньякского века.

Дуговскую свиту согласно перекрывают песчаники и алевролиты крестовской свиты (рис. 2), которые по остаткам содержащихся в них морских моллюсков датируются ранним сеноном (Терехова, 1988) или сантоном (Похилайнен, 1994).

Принципиально иного воззрения на соотношение кривореченской и дуговской свит придерживаются А.И. Дворянкин, Е.Л. Лебедев и Н.И. Филатова (Дворянкин и др., 1993), считающие границу

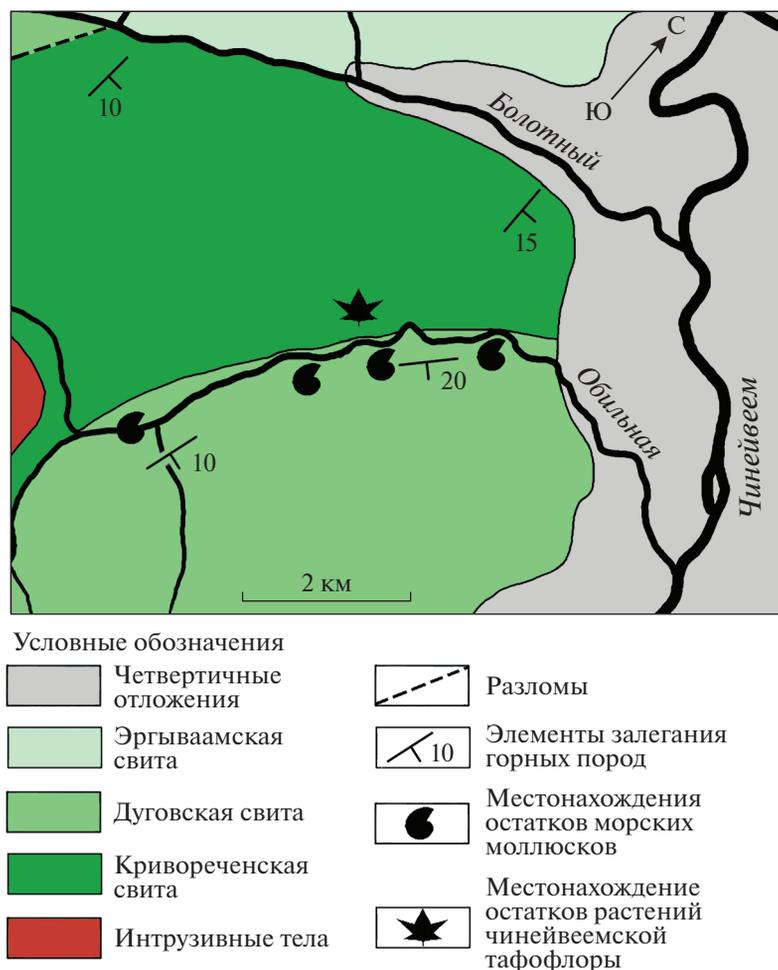


Рис. 3. Схема геологического строения бассейна р. Чинейвеем и местонахождения ископаемых морских моллюсков и растений (по ГГК-200, листы Q-59-XXI, XXII, Б.Д. Трунов, 1972 г.: Государственная..., 1977).

этих свит (как их понимает Терехова) на всем или почти всем ее протяжении тектонической. Указанные авторы полагают, что “полоса отложений, ранее целиком относившихся к кривореченской свите... включает тектонические блоки пород с сенонской флорой” (Дворянкин и др., 1993, с. 475). Эта тафофлора, названная ими чинейвеемским флористическим комплексом, была обнаружена на правом берегу р. Чинейвеем между ее притоками — руч. Болотный и р. Обильная (рис. 3), в верхней части грубообломочной терригенной толщи, относимой Тереховой (1988) к кривореченской свите. По данным Дворянкина с соавторами, эти флороносные породы образуют “тектонический блок шириной около 4 км, ограниченный дугообразной формы разломами” (Дворянкин и др., 1993, с. 473). Однако геолог научно-производственного объединения “Аэрогеология” В.Л. Самсоненко, принимавший участие в полевых работах и сборах чинейвеемской тафофлоры, утверждает (устное сообщение, 2011 г.), что наблюдать эти тектони-

ческие контакты в поле не представляется возможным из-за плохой обнаженности района, закрытого тундровой растительностью. Остается предположить, что эти разломы были установлены Дворянкиным и его коллегами в результате дешифрирования аэрофотоснимков.

Терригенная толща, содержащая чинейвеемскую тафофлору, с юго-востока по разлому (по данным Дворянкина и соавторов) контактирует с отложениями, относимыми Тереховой (1988) к дуговской свите, в которых во время среднемасштабной геологической съемки Б.Д. Труновым были собраны *Inoceramus* cf. *hobetsensis* Nagao et Mat., *Inoceramus* sp. indet. (возможно, типа *I. iburiensis* Nagao et Mat.), *Pholadomya* sp. indet., *Parallelodon* cf. *sachalinensis* Schmidt., характерные для позднего турона, однако “тектонический характер контакта между флороносными отложениями и толщей с туронскими иноцерамами не позволяет корректировать возраст толщи, вмещающей чинейвеемский

комплекс флоры, по упомянутым палеонтологическим данным” (Дворянкин и др., 1993, с. 474).

Возраст чинейвеевской тафофлоры Е.Л. Лебедев определяет по ее систематическому составу. Он отмечает ее более молодой облик по сравнению с гребенкинской флорой (из-за присутствия многочисленных *Metasequoia*, *Trochodendroides* и *Arthollia*) и сходство с пенжинской тафофлорой Северо-Западной Камчатки. На основании наличия в чинейвеевском комплексе “остатков листьев семейства *Fagaceae*, относящихся или к *Quercus*, или к новому роду”, Лебедев считает, что эта флора “несомненно моложе флор пенжинского... типа (поздний турон–коньяк)” (Дворянкин и др., 1993, с. 474–475), и датирует ее сеноном. Стратиграфическим аналогом толщи, содержащей чинейвеевскую тафофлору, цитированные авторы считают сенонскую крестовскую свиту (рис. 2).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Изученная нами коллекция была собрана Дворянкиным с коллегами при картировании участка правобережья р. Чинейвеев на левобережье р. Анадырь (рис. 3). Она состоит из 81 образца (штуфа) с отпечатками растений и полевой маркировкой “W1306”. При некоторых образцах имеются рукописные этикетки с определениями, сделанными Лебедевым. Материал представлен отпечатками листьев, облиственных побегов и репродуктивных органов (шишек), фитолеймы на них не сохранились. Эта коллекция № 5003 хранится в Геологическом институте (ГИН) РАН, г. Москва.

Ископаемые растения после очистки и препарирования изучались при помощи налобной бинокулярной лупы или под бинокулярным микроскопом Carl Zeiss SM-XX и фотографировались при помощи цифровой камеры Panasonic Lumix DMC-GX9, оснащенной макрообъективом Leica DG Macro-Elmarit 1:2.8/45 мм.

СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ЧИНЕЙВЕЕВСКОЙ ТАФОФЛОРЫ

Чинейвеевский флористический комплекс, получивший название по своему местонахождению в бассейне р. Чинейвеев (рис. 3), представлен 23 видами гинкговых, хвойных и покрытосеменных. В его состав входят следующие растения.

Ginkgoales:

Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Unger) Heer (табл. I, фиг. 1);

Pinales:

Cephalotaxopsis intermedia Hollick (табл. I, фиг. 7, 8),

Sequoia rigida Heer (табл. I, фиг. 5, 6),

Metasequoia cuneata (Newberry) Chaney (табл. I, фиг. 9, 10),

Sequoia sp. (шишка) (табл. I, фиг. 2, 3),

Pityostrobus (?) sp. (табл. I, фиг. 4);

Magnoliopsida:

Araliaephyllum cf. *armanensis* Herman (табл. I, фиг. 11),
Magnoliaephyllum ex gr. *alternans* (Heer) Seward (табл. II, фиг. 3),

Cissites cf. *inscissus* Herman (табл. II, фиг. 1),

Myrtophyllum (?) sp. (табл. II, фиг. 5),

Menispermities orientalis Golovneva (табл. II, фиг. 6),

Menispermities sibiricus (Heer) Golovneva (табл. II, фиг. 2),

Trochodendroides ex gr. *arctica* (Heer) Berry (табл. II, фиг. 9, 10),

Arthollia inordinata (Hollick) Herman (табл. III, фиг. 1),

Arthollia pacifica Herman (табл. IV, фиг. 3),

Ettingshausenia louravetlanica (Herman et Shchepetov) Herman et Moiseeva (табл. IV, фиг. 1, 2),

Ettingshausenia primaeva (Lesquereux) Herman (табл. III, фиг. 2, 3),

платаноидные репродуктивные структуры (табл. III, фиг. 4; табл. IV, фиг. 4, 5),

Celastrophyllum orientalis Philippova (табл. IV, фиг. 7),

Viburniphyllum whymperei (Heer) Herman (табл. IV, фиг. 8),

Grebenkia cf. *anadyrensis* (Kryshtofovich) E. Lebedev (табл. II, фиг. 7, 8),

Parvileguminophyllum (?) sp. (табл. II, фиг. 4),

Chachlovia dombeyopsoida (Herman) Herman (табл. IV, фиг. 6).

В чинейвеевской тафофлоре отсутствуют мохообразные, папоротники, лептострбовые, цикадовые, беннеттитовые и кейтониевые растения. Гинкговые представлены единственным фрагментарным отпечатком *Ginkgo* ex gr. *adiantoides*. Хвойные многочисленны, наиболее часто встречаются облиственные побеги *Sequoia rigida* и *Metasequoia cuneata*, реже – побеги *Cephalotaxopsis intermedia*. Генеративные органы хвойных представлены единичными находками ископаемых шишек таксодиевых и, возможно, сосновых. Наиболее разнообразны и многочисленны по количеству отпечатков покрытосеменные растения, включающие 17 видов из 14 родов. Из них часто встречаются *Cissites* cf. *inscissus*, *Trochodendroides* ex gr. *arctica*, *Viburniphyllum whymperei* и платанообразные, представленные ископаемыми листьями *Arthollia inordinata*, *A. pacifica* и *Ettingshausenia louravetlanica*, *E. primaeva*, а также единственной находкой отпечатка платаноидного репродуктивного органа – сидящих на оси головчатых структур. По мнению Н.П. Масловой (устное сообщение, 2020 г.), сохранность их недостаточна для того, чтобы точно определить, являются они соплодиями или мужскими соцветиями. Нельзя исключить, что эти головчатые структуры близки или идентичны сложным соплодиям *Anadyricarpa altingiosimila* N. Maslova et Herman из кривореченской свиты на

р. Гребенка (правобережье р. Анадырь), находки которых ассоциируются с ископаемыми листьями *Ettingshausenia louravetlanica* (Маслова, Герман, 2004). Остатки остальных покрытосеменных малочисленны или единичны.

Как отмечалось выше, по данным А.Д. Девятиловой и Г.П. Тереховой (Девятилова и др., 1980; Терехова, 1988), чинейвеемская тафофлора происходит из верхов кривореченской свиты, к отложениям которой приурочены также многочисленные находки ископаемых растений богатой и разнообразной гребенкинской флоры (Щепетов и др., 1992; Филиппова, Абрамова, 1993; Spicer et al., 2002; Герман, 2011; Herman, 2013). Чинейвеемский комплекс обнаруживает определенное сходство с этой флорой, в состав которой входит ряд видов, идентичных или близких к чинейвеемским: *Ginkgo ex gr. adiantoides*, *Cephalotaxopsis intermedia*, *Magnoliaephyllum alternans*, *Menispermities ex gr. sibiricus*, *Ettingshausenia louravetlanica*, *Arthollia cf. pacifica*, *Trochodendroides ex gr. arctica*, *Cissites cf. incissus*, *Grebeknia anadyrensis*. Однако различие этих флор существенно: из доминантов чинейвеемской тафофлоры хвойные *Metasequoia* в гребенкинской флоре отсутствуют, покрытосеменные *Trochodendroides*, *Ettingshausenia* и *Arthollia* встречаются единично либо сравнительно редко. Перечисленные растения, однако, становятся обычными компонентами и, как правило, многочисленны в более молодых, чем гребенкинская, флорах Северо-Востока Азии. Наоборот, многие характерные растения гребенкинской флоры, являющиеся ее обязательными компонентами, в чинейвеемской отсутствуют. Показательно также, что в последней листья покрытосеменных с цельным краем очень редки, тогда как в гребенкинской флоре они составляют ее заметный компонент. В состав чинейвеемской тафофлоры входят растения, известные из туронских и более молодых флор региона: *Metasequoia cuneata*, *Araliaephyllum cf. armanensis*, *Arthollia inordinata*, *Celastrorphyllum orientalis*, *Viburniphyllum whymperi*, *Chachlovia dombeyopsisoida*. Обращает внимание доминирование в чинейвеемской тафофлоре крупнолистных платанообразных (четыре вида из двух родов), наибольший расцвет которых приходится на Северо-Востоке Азии на турон (Герман, 2011). Своеобразие чинейвеемской флоре придает отсутствие в ее составе папоротников, цикадовых, беннеттитовых и кейтониювых растений, обычно встречающихся в меловых флорах Северо-Востока Азии.

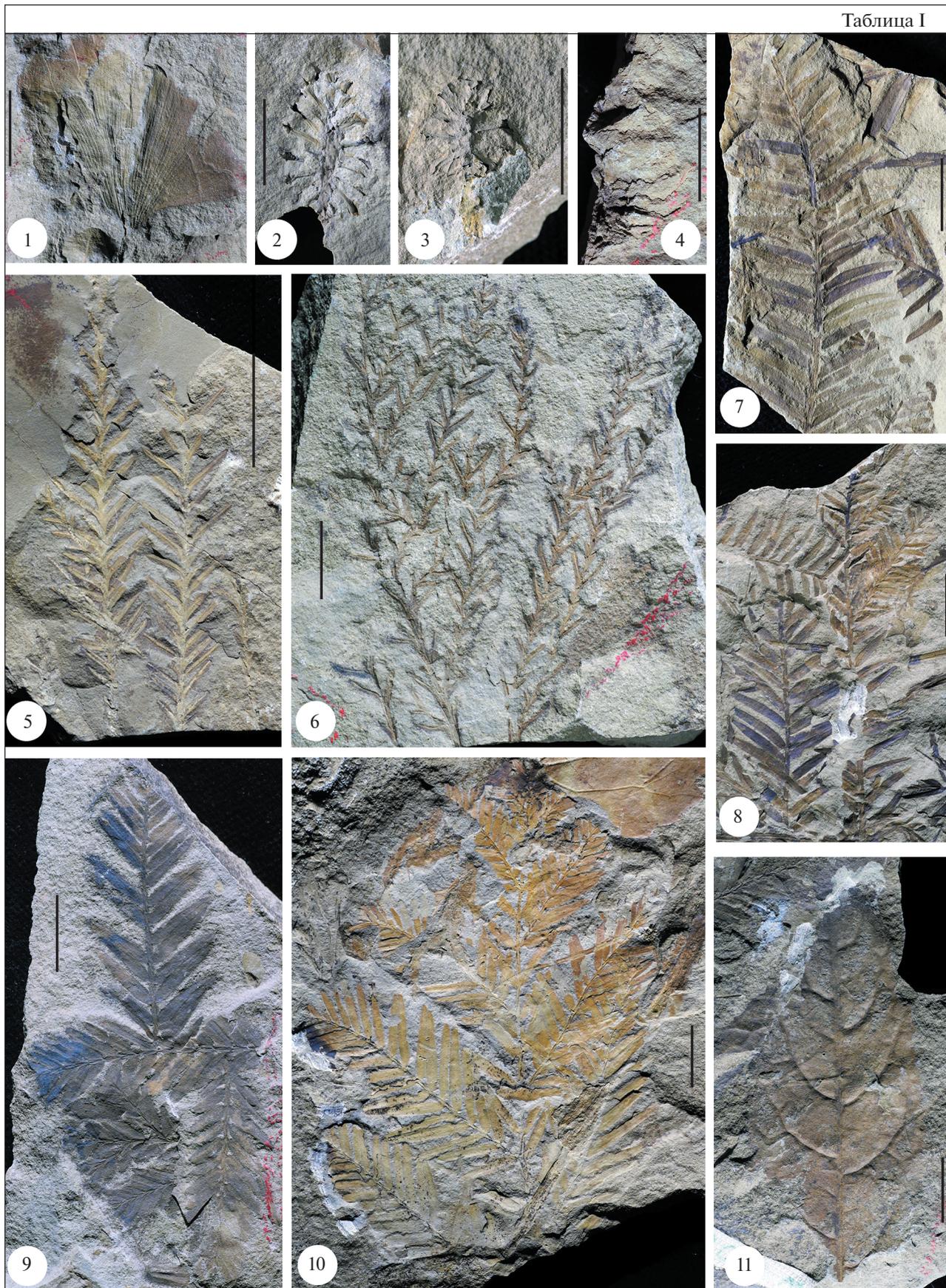
По нашему мнению, чинейвеемская тафофлора, безусловно, более молодая, чем гребенкинская флора, и наиболее близка к пенжинской тафофлоре Северо-Западной Камчатки и п-ова Елистратова, возраст которой надежно установлен как турон, исключая начало турона (Герман, Лебедев, 1991; Герман, 2011; Herman, 2013). Об одновозрастности пенжинской и чинейвеемской флор свидетельствуют (1) их сходство на видовом (*Cephalotaxopsis intermedia*, *Metasequoia cuneata*, *Magnoliaephyllum ex gr. alternans*, *Cissites cf. incissus*, *Menispermities sibiricus*, *M. orientalis*, *Trochodendroides ex gr. arctica*, *Arthollia inordinata*, *A. pacifica*, *Ettingshausenia primaeva*, *Viburniphyllum whymperi*, *Grebeknia cf. anadyrensis*) и родовом (*Sequoia*, *Pityostrobus*, *Araliaephyllum*, *Myrtorphyllum*, *Celastrorphyllum*) уровнях; (2) многочисленность в них растений родов *Metasequoia*, *Trochodendroides*, *Menispermities*; (3) значительное разнообразие и количественное доминирование крупнолистных платанообразных покрытосеменных.

Вывод Е.Л. Лебедева о сенонском возрасте чинейвеемского комплекса (Дворянкин и др., 1993) основывается главным образом на присутствии в нем листьев, отнесенных к *Fagorphyllum sp.* (gen. nov.?) современного семейства *Fagaceae*. Однако такое определение представляется нам ошибочным. Немногочисленные фрагментарные отпечатки этих листьев, обладающие плохой сохранностью, по нашему мнению, близки к гребенкинскому виду *Grebeknia anadyrensis*, но отличаются от него более крупными размерами листовой пластинки. Следует отметить, что Лебедев, скорее всего, и сам сомневался в определении *Fagorphyllum sp.* (gen. nov.): на сохранившихся этикетках к этим отпечаткам его рукой написано "*Grebeknia (?)*". Сказанное позволяет нам считать чинейвеемскую тафофлору примерно одновозрастной пенжинской и датировать ее туронским веком, скорее всего поздним туроном.

Определенное сходство чинейвеемская тафофлора обнаруживает с флористическими комплексами следующего, кайваемского, этапа развития флоры Анадырско-Корякского субрегиона. Этот этап представлен кайваемским комплексом Северо-Западной Камчатки и п-ова Елистратова, поперечнинским комплексом восточного склона хребта Пекульней и тыльпегыргынайским комплексом западного склона хребта Пекульней (Герман, Лебедев, 1991; Герман, 2011; Herman, 2013; Craggs, 2005; Филиппова, 2010). Отложения,

Таблица 1. Гинкговые, хвойные и покрытосеменные чинейвеемского комплекса; левобережье р. Анадырь, бассейн р. Чинейвеем; кривореченская свита, верхний мел, турон. Длина масштабной линейки 1 см.
1 – *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Unger) Heer, экз. 5003/65; 2, 3 – *Sequoia sp.*, шишка: 2 – экз. 5003/70, 3 – экз. 5003/1-2; 4 – *Pityostrobus (?) sp.*, экз. 5003/3; 5, 6 – *Sequoia rigida* Heer: 5 – экз. 5003/51, 6 – экз. 5003/53; 7, 8 – *Cephalotaxopsis intermedia* Hollick: 7 – экз. 5003/2-2, 8 – экз. 5003/2-1; 9, 10 – *Metasequoia cuneata* (Newberry) Chaney: 9 – экз. 5003/5, 10 – экз. 5003/25-1; 11 – *Araliaephyllum cf. armanensis* Herman, листочек сложного листа, экз. 5003/10.

Таблица I



вмещающие растительные остатки этих комплексов, надежно датируются коньякским веком (кайвямский комплекс) или ранним коньяком (попечнинский и тыльпегыргынайский комплексы) по соотношению с морскими слоями, содержащими остатки моллюсков. Как и для чинейвеемской тафофлоры, для перечисленных флористических комплексов характерно значительное участие хвойных *Metasequoia* и покрытосеменных *Trochodendroides*, а также крупнолистных платанообразных. При этом общих с чинейвеемской тафофлорой видов в них меньше, чем в пенжинской флоре: это лишь *Ginkgo ex gr. adiantoides*, *Cephalotaxopsis intermedia*, *Metasequoia cuneata*, *Magnoliaephyllum alternans*, *Menispermites sibiricus*, *Arthollia pacifica*, *Cissites inscissus*, *Viburniphyllum whymperei*, *Chachlovia dombeyoroida*. Сказанное позволяет считать возраст чинейвеемской тафофлоры более древним, чем коньякский век.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отвечая на стоявшие перед авторами вопросы, сформулированные во введении к этой статье, мы можем утверждать следующее.

1. Чинейвеемская тафофлора характеризуется невысоким разнообразием входящих в нее растений, представленных гинкговыми, хвойными и покрытосеменными. Судя по их составу, она моложе гребенкинской флоры и наиболее близка к пенжинской флоре Северо-Западной Камчатки и п-ова Елистратова. Поэтому чинейвеемскую тафофлору мы считаем примерно одновозрастной пенжинской и определяем ее возраст как туронский, скорее всего позднеуронский.

Следует отметить, что В.Ф. Белый (устное сообщение, 1998 г.) обратил внимание авторов на то, что на левобережье р. Чинейвеем, севернее захоронения чинейвеемской тафофлоры (рис. 3), в дуговской свите, содержащей обильные фаунистические остатки позднеуронского возраста, появляются континентальные фации с отпечатками ископаемых растений. По мнению Белого, нельзя в принципе исключить, что и само местонахождение чинейвеемской тафофлоры принадлежит дуговской, а не кривореченской (как полагает Г.П. Терехова) свите.

2. Имеются две взаимоисключающие точки зрения на соотношение кривореченской и дуговской свит левобережья р. Анадырь: а) их контакт постепенный, согласный без следов перерыва

(Терехова, 1988; устное сообщение, 1983 г.; рис. 3); б) контакт между свитами в этом районе тектонический (Дворянкин и др., 1993). По результатам изучения коллекции остатков растений чинейвеемской тафофлоры мы поддерживаем точку зрения Г.П. Тереховой. Как и показано на карте Б.Н. Трунова (Государственная..., 1977), местонахождение чинейвеемского комплекса расположено в самой верхней части разреза кривореченской свиты близ подошвы дуговской свиты. Наш вывод о туронском (вероятно, позднеуронском) возрасте чинейвеемской тафофлоры вполне отвечает представлениям о позднеуронском или коньякском возрасте морских моллюсков из перекрывающих слоев дуговской свиты на р. Чинейвеем (Терехова, 1988; Похиалайнен, 1994) и согласном стратиграфическом контакте этих слоев с флороносными отложениями.

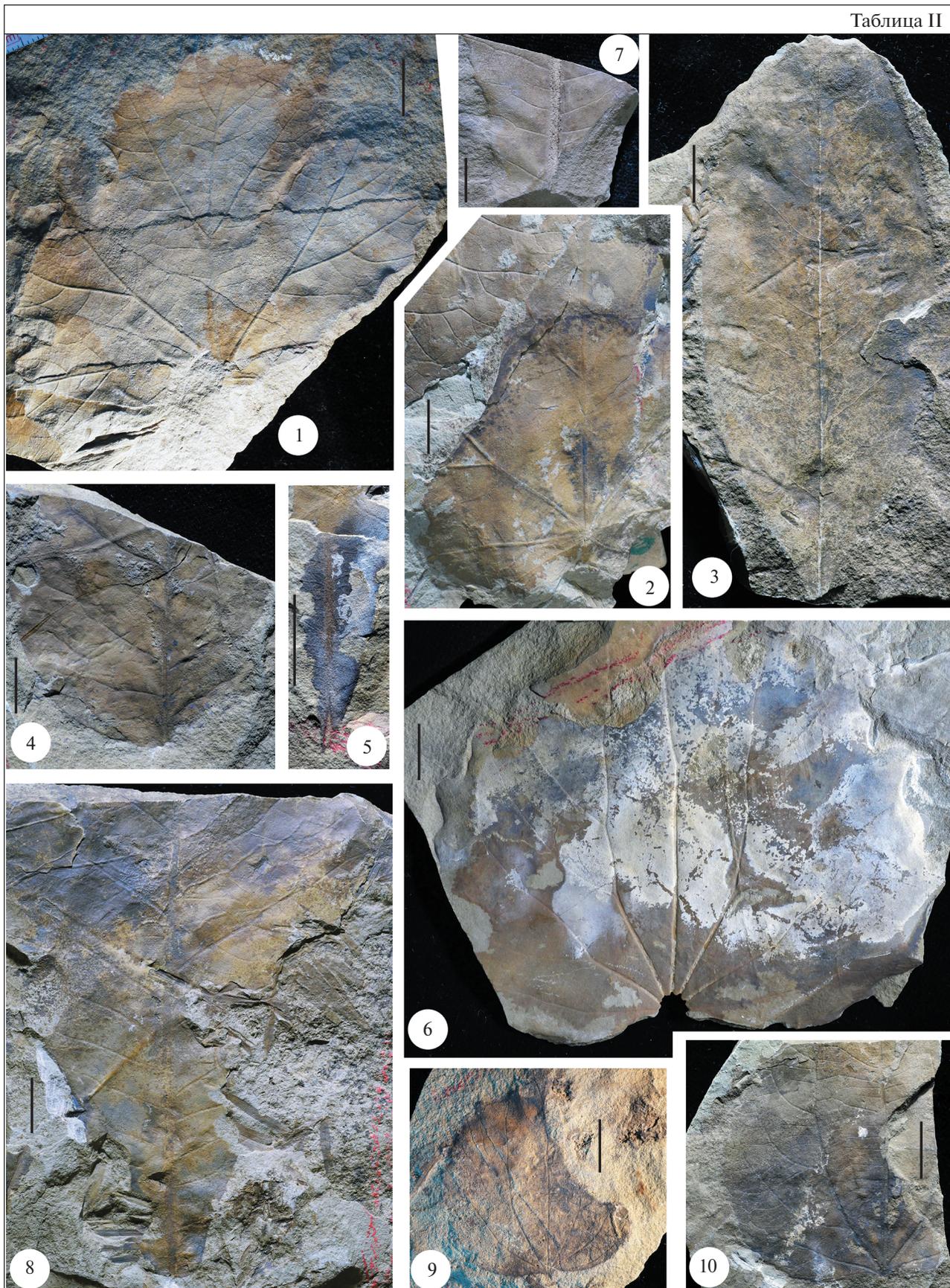
Отметим, что наша датировка чинейвеемского комплекса лишает точку зрения А.И. Дворянкина с соавторами ее наиболее серьезного — палеоботанического — доказательства или, может быть, самого основания. Кажется вполне вероятным, что представления о тектоническом контакте двух свит предвзяты ввиду необходимости отделить “более молодые” флороносные отложения от “более древних” морских слоев с остатками моллюсков. Как уже отмечалось, участник полевых работ на р. Чинейвеем В.Л. Самсоненко данный разлом не наблюдал. После выхода статьи Дворянкина с соавторами (1993) С.В. Щепетов проанализировал все опубликованные и фондовые материалы по описанному району, провел дешифрирование аэрофотоснимков и никаких свидетельств тектонических разломов, отделяющих отложения с чинейвеемской тафофлорой от кривореченской и дуговской свит, не обнаружил. Этих разломов не выявил и В.Ф. Белый — признанный мастер дешифрирования аэрофотоснимков (Белый, Белая, 1998, рис. 4).

3. Рассмотренные выше данные о соотношении флороносных слоев кривореченской свиты левобережья р. Анадырь с перекрывающими морскими отложениями и о составе флористических комплексов позволяют, на наш взгляд, считать тафофлоры с рек Убиенка, Кривая и Дуговая аналогом классической гребенкинской флоры правобережья р. Анадырь и датировать их сеноманом и, возможно, ранним туроном, а чинейвеемскую тафофлору самых верхов кривореченской свиты, выделяя ее из состава гребенкинской флоры, считать более молодой (вероятнее всего, позднеуронской). Иными

Таблица II. Покрытосеменные чинейвеемского комплекса; левобережье р. Анадырь, бассейн р. Чинейвеем; кривореченская свита, верхний мел, турон. Длина масштабной линейки 1 см.

1 — *Cissites cf. inscissus* Herman, экз. 5003/61; 2 — *Menispermites sibiricus* (Heer) Golovneva, экз. 5003/68; 3 — *Magnoliaephyllum ex gr. alternans* (Heer) Seward, экз. 5003/57-2; 4 — *Parvileguminophyllum* (?) sp., экз. 5003/22-1; 5 — *Myrtophyllum* (?) sp., экз. 5003/50-2; 6 — *Menispermites orientalis* Golovneva, экз. 5003/23; 7, 8 — *Grebenkia cf. anadyrensis* (Kryshstofovich) E. Lebedev: 7 — экз. 5003/50-1, 8 — экз. 5003/35-1; 9, 10 — *Trochodendroides ex gr. arctica* (Heer) Berry: 9 — экз. 5003/59, 10 — экз. 5003/77.

Таблица II



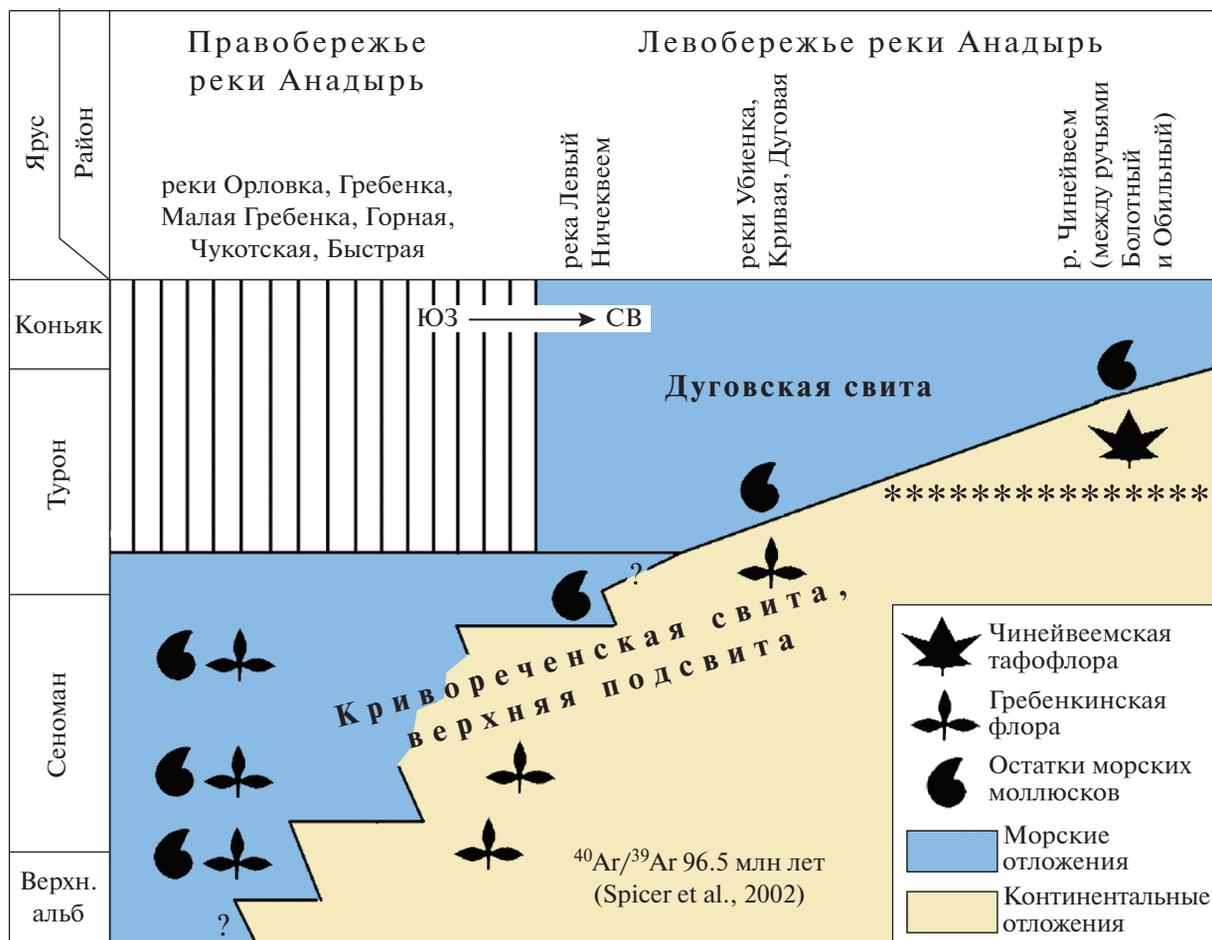


Рис. 4. Соотношение континентальных флороносных отложений кривореченской свиты с морскими образованиями в среднем течении р. Анадырь; звездочками показана предполагаемая верхняя граница распространения гребенкинской флоры (по Герман, 2011, с изменениями).

словами, последовательность тафофлор из кривореченской свиты в междуречье Убиенка–Чинейвеем позволяет ограничить верхний возрастной предел распространения гребенкинской флоры началом туронского века. Следовательно, левобережье р. Анадырь интересно прежде всего тем, что здесь удается проследить в едином разрезе смену тафофлор гребенкинского этапа развития флор Анадырско-Корякского субрегиона таковыми пенжинского этапа. Представления авторов о соотношении морских и континентальных меловых отложений среднего течения р. Анадырь, содержащих гребенкинскую и чинейвеемскую флоры, показано на рис. 4.

Благодарности. Авторы искренне признательны Г.П. Тереховой и В.Л. Самсоненко за важные сведения по геологии левобережья р. Анадырь, Н.П. Масловой (Палеонтологический институт РАН, Москва) за ценные советы относительно платаноидного репродуктивного органа, а также Б.Н. Шурыгину (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск) и Е.В. Бугдаевой (ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН, Владивосток), чьи замечания к рукописи этой статьи позволили нам существенно ее улучшить.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем государственного задания Геологи-

Таблица III. Покрытосеменные чинейвеемского комплекса; левобережье р. Анадырь, бассейн р. Чинейвеем; кривореченская свита, верхний мел, турон. Длина масштабной линейки 1 см.
1 – *Arthollia inordinata* (Hollick) Herman, экз. 5003/18; 2, 3 – *Ettingshausenia primaeva* (Lesquereux) Herman; 2 – экз. 5003/73, 3 – экз. 5003/8; 4 – платаноидная репродуктивная структура, экз. 5003/26.

Таблица III

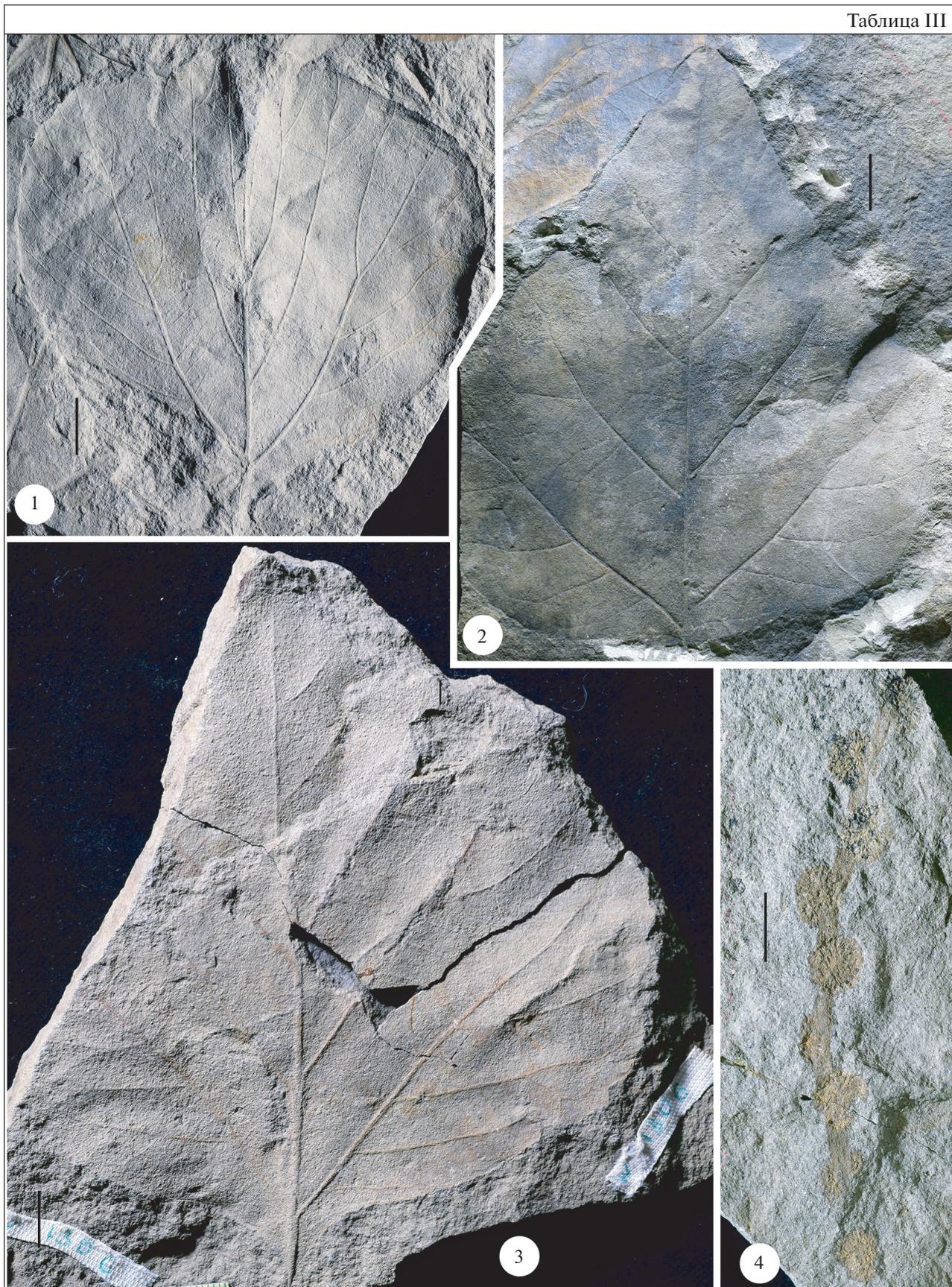
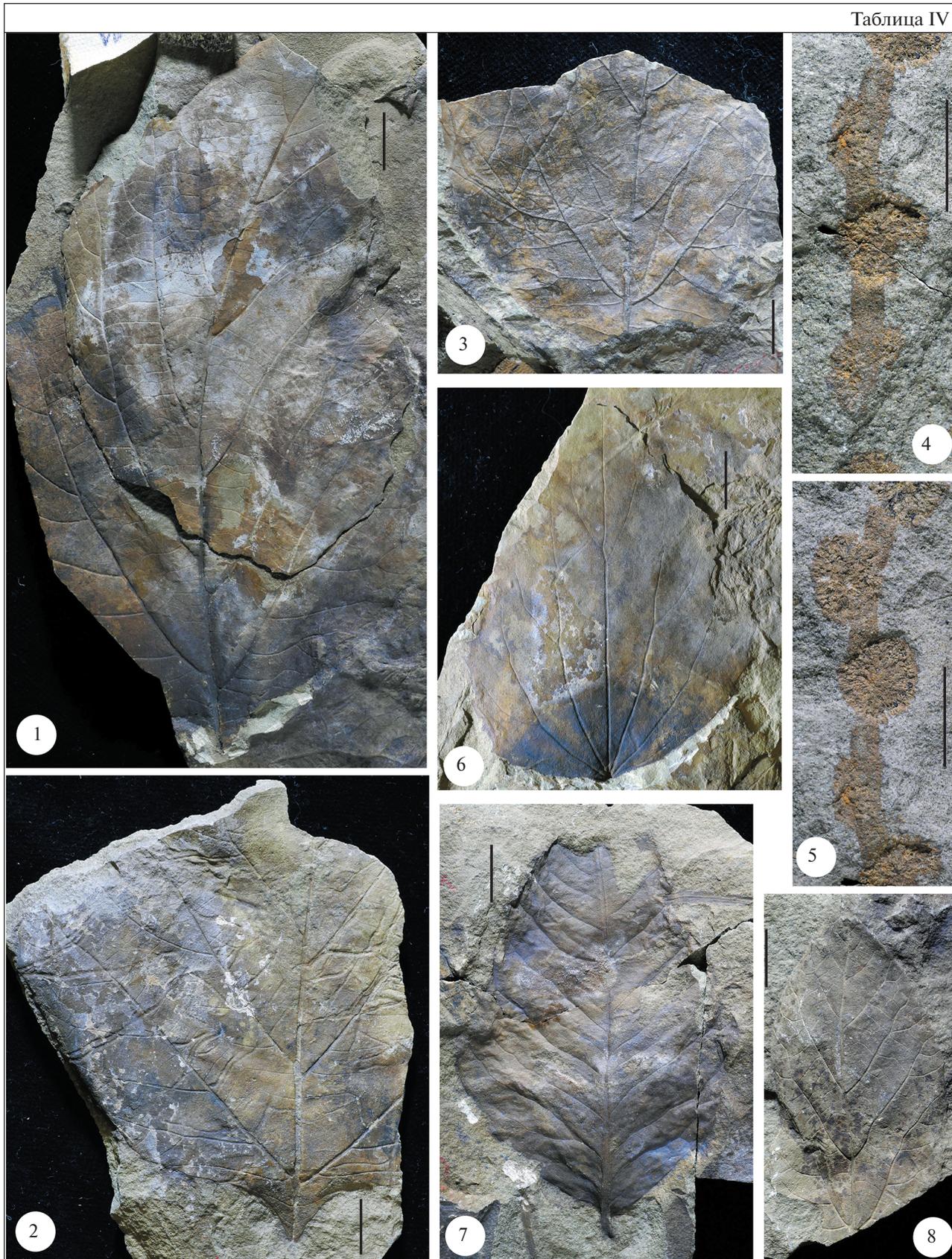


Таблица IV



← **Таблица IV.** Покрытосеменные чинейвеемского комплекса; левобережье р. Анадырь, бассейн р. Чинейвеем; кривореченская свита, верхний мел, турон. Длина масштабной линейки 1 см.

1, 2 – *Ettingshausenia louravetlanica* (Herman et Shczepetov) Herman et Moiseeva; 1 – экз. 5003/79, 2 – экз. 5003/27; 3 – *Artholia pacifica* Herman, экз. 5003/67; 4, 5 – платаноидная репродуктивная структура, экз. 5003/26; 6 – *Chachlovia dombeyoroida* (Herman) Herman, экз. 5003/30; 7 – *Celastrophyllum orientalis* Philippova, экз. 5003/78; 8 – *Viburniphyllum whymperi* (Heer) Herman, экз. 5003/43.

ческого института РАН и Ботанического института РАН и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 19-05-00121.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф., Белая Б.В.* Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
- Верещанин В.Н., Терехова Г.П.* Морские верхнемеловые отложения на левобережье р. Анадырь, севернее пос. Марково // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан: Севвостокгеология, 1960. Вып. 14. С. 198–200.
- Герман А.Б.* Этапность и цикличность развития позднемеловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России) и их связь с климатическими изменениями // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1993. Т. 1. № 1. С. 87–96.
- Герман А.Б.* Альбская–палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС, 2011. 280 с. (Труды Геол. ин-та РАН. Вып. 592).
- Герман А.Б., Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 189 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 468).
- Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXI, XXII. Объяснительная записка. Составитель Трунов Б.Д. Магадан, 1977. 69 с.
- Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Филатова Н.И.* Чинейвеемский сенонский флористический комплекс на Северо-Востоке России (правобережье р. Анадырь) и его геологическое значение // *Докл. АН*. 1993. Т. 333. № 4. С. 473–476.
- Деятилова А.Д., Невретдинов Э.Б., Филиппова Г.Г.* Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Анадырь // *Геология и геофизика*. 1980. № 12. С. 62–70.
- Маслова Н.П., Герман А.Б.* Новые находки ископаемых *Natamelidales* и проблема филогенетических взаимоотношений платановых и гаммелидовых // *Палеонтол. журн.* 2004. № 5. С. 94–105.
- Моисеева М.Г.* Новые данные о сенонской флоре бухты Угольной (Северо-Восток России) // *Палеонтол. журн.* 2010. № 2. С. 100–110.
- Паракецов К.В., Похилайнен В.П., Терехова Г.П.* Биостратиграфическое расчленение меловых отложений Анадырско-Корякского региона // *Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР*. Ч. 2. Мезозой. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 196–227. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Вып. 63).
- Похилайнен В.П.* Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякско-
- го нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина (Петропавловск-Камчатский, 1974). Петропавловск-Камчатский: ПГО “Камчатгеология”, 1982. 131 с.
- Решения Третьего Межведомственного регионально-го стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
- Самылина В.А.* Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (К проблеме становления флор кайнофита) // XXVII Комаровские чтения. Л.: Наука, 1974. 56 с.
- Терехова Г.П.* О возрасте кривореченской свиты и гребенкинского флористического комплекса // *Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР*. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 100–117.
- Терехова Г.П., Дундо О.П.* Анадырско-Корякская область // *Стратиграфия СССР*. Меловая система. М.: Недра, 1987. 2-й полутом. С. 137–154.
- Филиппова Г.Г.* Сенонская флора р. Гребенка и ее значение для стратиграфии // *Дальневосточная палеофлористика*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 91–115. (Тр. Биол.-почв. ин-та ДВНЦ АН СССР. Нов. серия. Т. 53 (156)).
- Филиппова Г.Г.* Новые меловые покрытосеменные из бассейна среднего течения р. Анадырь // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан: Севвостокгеология, 1982. Вып. 26. С. 69–75.
- Филиппова Г.Г.* Меловые хвойные из бассейна среднего течения р. Анадырь // *Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока СССР*. М.: Геол. фонд РСФСР, 1984. С. 154–174.
- Филиппова Г.Г.* Стратиграфия и флора меловых отложений северной части хребта Пекульней (Чукотка). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2010. 203 с.
- Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н.* Позднемеловая флора Северо-Востока России. М.: Недра, 1993. 348 с.
- Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В.* Среднемеловая флора правобережья реки Анадырь (стратиграфическое положение, систематический состав, атлас ископаемых растений). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 166 с.
- Craggs H.J.* Late Cretaceous climate signal of the Northern Pekulney Range flora of northeastern Russia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2005. V. 217. P. 25–46.
- Herman A.B.* Albian–Paleocene flora of the North Pacific: systematic composition, palaeofloristics and phytostratigraphy // *Stratigr. Geol. Correl.* 2013. V. 21. № 7. P. 689–747.
- Spicer R.A., Ahlberg A., Herman A.B., Kelley S.P., Raikevich M., Rees P.M.* Palaeoenvironment and ecology of the middle Cretaceous Grebenka flora of northeastern Asia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2002. V. 184. № 1–2. P. 65–105.

Рецензенты *Е.В. Бугдаева, В.А. Захаров, Б.Н. Шурыгин*

On the Composition and Age of Taphofloras of the Krivorechenskaya Formation (Upper Cretaceous) of the Anadyr River Left Bank, North-Eastern Asia

A. B. Herman^{a, #} and S. V. Shchepetov^{b, ##}

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Komarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: alexeiherman@yandex.ru*

^{##}*e-mail: shchepetov@mail.ru*

Chineiveem taphoflora from the Krivorechenskaya Formation of the Anadyr River left bank (North-Eastern Asia) is characterized by a relatively low diversity of plants represented by ginkgoaleans, conifers and angiosperms. Judging from their systematic composition, this taphoflora is younger than the Grebenka Flora from the Krivorechenskaya Formation of the Anadyr River basin. It is most similar to the Penzhina Flora of North-Western Kamchatka and Yelistratov Peninsula, the age of which is securely defined as the Turonian, excluding the beginning of the Turonian. Therefore, the age of the Chineiveem floristic assemblage is also Turonian, most probably late Turonian. Such a dating of this taphoflora is in agreement with the late Turonian or Coniacian age of marine molluscs from overlaying Dugovaya Formation layers of the Chineiveem River and with a conformable stratigraphic contact of these layers with the plant-bearing beds. A tectonic contact between these deposits is not supported by our paleobotanical data. The observed succession of taphofloras from the Krivorechenskaya Formation in the Ubiyenka–Chineiveem interfluvium suggests that the upper age limit of the Grebenka Flora is the beginning of the Turonian.

Keywords: North-Eastern Asia, plant megafossils, floristic assemblage, inoceramids, paleofloristics, stratigraphy, Albian, Cenomanian, Turonian

**БИО-, ХЕМО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ
ПОГРАНИЧНОГО ИНТЕРВАЛА САНТОНА–КАМПАНА РАЗРЕЗОВ
КУДРИНО И АКСУ-ДЕРЕ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ):
ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ И ВЫБОРА ЛИМИТОТИПА
НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ КАМΠΑНСКОГО ЯРУСА.
СТАТЬЯ 2. МАГНИТО- И ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ,
ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ**

© 2021 г. А. Ю. Гужиков^{1, *}, Е. Ю. Барабошкин^{2, 3}, Г. Н. Александрова³,
И. П. Рябов¹, М. А. Устинова³, Л. Ф. Копаевич², Г. В. Миранцев⁴, А. Б. Кузнецов⁵,
П. А. Фокин², В. Л. Косоруков²

¹Саратовский национальный исследовательский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

⁵Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: aguzhikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.12.2020 г.

После доработки 08.01.2021 г.

Принята к публикации 25.01.2021 г.

Статья продолжает публикацию результатов комплексного изучения пограничного интервала сантона–кампана разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2 (Бахчисарайский район, Юго-Западный Крым), седиментологические и биостратиграфические данные по которым приведены в статье 1. Представлены палеомагнитные, петромагнитные, геохимические данные по стабильным изотопам углерода, кислорода. Измеренные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках увеличиваются вверх по разрезу: в Аксу-Дере от 0.70741 до 0.70752, а в Кудрино-2 от 0.70750 до 0.70755. По результатам исследований проведена детальная корреляция обнажений и составлен сводный разрез Кудрино–Аксу-Дере, в котором установлены палеонтологические, палеомагнитный и изотопный маркеры, обсуждаемые при фиксации границы сантона–кампана. Проведена калибровка биостратиграфических границ относительно геомагнитной инверсии 34n–33g и углеродно-изотопного события SCBE, по результатам которой подошву кампанского яруса рекомендуется определять по основанию хрона 33g. Сводный разрез по полноте геологической летописи пограничного интервала сантона–кампана, насыщенности руководящими формами фауны и комплексной изученности не уступает претендентам на роль GSSP кампана в Северном Техасе и Южной Англии. Это позволяет предлагать его в качестве одного из претендентов в кандидаты лимитотипа или дополнительного (auxiliary) разреза нижней границы кампанского яруса.

Ключевые слова: верхний мел, сантон, кампан, магнитостратиграфия, диноцисты, бентосные фораминиферы, планктонные фораминиферы, наннопланктон, криноидеи, стабильные изотопы углерода, изотопы кислорода, стронция, лимитотип, Крым

DOI: 10.31857/S0869592X21050045

ВВЕДЕНИЕ

Статья 2 продолжает изложение результатов комплексных исследований разрезов пограничного интервала сантона–кампана Аксу-Дере и Кудрино-2 (Юго-Западный Крым). В ней представлены магнитостратиграфические и хемотрати-

графические данные, получение которых в настоящее время, наряду с приведенными в предыдущей статье палеонтологическими материалами, обязательно при изучении опорных разрезов. С помощью магнитостратиграфического метода исследуется остаточная намагниченность пород и минералов, фиксирующая направленность маг-

нитного поля Земли в прошлом, и другие магнитные свойства отложений (Молостовский, Храмов, 1997 и др.). Изотопная хемотратиграфия опирается на долговременные вариации значений $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских осадках, которые способны сохранять первичные изотопные характеристики (Jones et al., 1994; McArthur et al., 2012; Wierzbowski et al., 2017; Кузнецов и др., 2018). Для получения С- и Sr-изотопной характеристики используются карбонатные отложения, осаждавшиеся на месте (in situ) в открыто-морских бассейнах, соединенных с океаном, и наименее измененные при эпигенезе. В последние годы многие опорные разрезы позднего мезозоя получили С- и Sr-изотопную характеристику, которая позволила уточнить корреляцию карбонатных отложений и их возраст (Wagreich et al., 2010; Zakharov et al., 2013; Рудько и др., 2014, 2017; Кузнецов и др., 2017; Wolfgring et al., 2018a).

МАГНИОСТРАТИГРАФИЯ

Петромагнитные и магнито-минералогические исследования включали измерения следующих параметров: K — магнитная восприимчивость и ее анизотропия (АМВ); K_i (термокаппа) — магнитная восприимчивость после прогрева пород при температуре 500°C в течение часа (прирост $dK = K_i - K$ при этом отражает содержание тонкодисперсного пирита в образце, благодаря фазовому переходу немагнитного FeS_2 в сильномагнитный Fe_3O_4 при температуре свыше 400°C); J_n — естественная остаточная намагниченность; J_{rs} — остаточная намагниченность насыщения (максимально возможная остаточная намагниченность в образце, создаваемая искусственным магнитным полем); V_s — поле, в котором приобретает J_{rs} ; V_{cr} — поле, соответствующее остаточной коэрцитивной силе, которую нужно приложить, чтобы полностью разрушить J_{rs} образца. Помимо характеристик, установленных опытным путем, рассчитывались параметры: фактор Q (параметр Кенигсбергера), равный отношению J_n к индуктивной намагниченности; параметр магнитной жесткости $S = -J_{r(-300)}/J_{rs}$ (где $J_{r(-300)}$ — остаточная намагниченность после воздействия полем 300 мТл, обратным направлению поля насыщения) и отношение K/J_{rs} . Фактор $Q \geq 1$ указывает на высокую степень упорядоченности магнитных моментов частиц. Величины параметра S , близкие к нулю, свидетельствуют о доминировании в образце магнито жесткой фазы, а близкие к единице — о преобладании магнитомягких минералов. Отношение K/J_{rs} пропорционально среднему размеру ферромагнитных зерен.

Выборочные образцы подвергались терромагнитному анализу (ТМА), заключающемуся в исследованиях зависимостей намагниченности (J)

от температуры (T) на термоанализаторе фракций ТАФ-2 (“магнитные весы”), и изучались на коэрцитивном спектрометре J meter. Измерения K велись на каппабридже МФК1-FB, J_n — на спинмагнитометре JR-6 и криогенном магнитометре 2G-Enterprices (в ИФЗ РАН, Москва). Гистерезисные характеристики (J_{rs} , V_{cr}) получены с помощью регулируемого электромагнита с максимальной интенсивностью поля 700 мТл (поэтому в данной работе за J_{rs} условно принята остаточная намагниченность после воздействия полем интенсивностью 700 мТл, заведомо достаточным для насыщения магнитомягких образцов). dK измерялось после нагрева образцов в печи СНОЛ-6/11-В. Анализ данных АМВ проводился с помощью программы Anisoft 5.1.03 (agico.com).

В петромагнитном отношении разрезы подразделяются на два комплекса: нижний петромагнитный комплекс (ПК-1) в составе пачки XV и подпачки XVIa и верхний (ПК-2) в составе подпачек XVIb–XVI d и пачки XVII. Нижний комплекс характеризуется минимальной магнитной восприимчивостью ($< 1 \times 10^{-5}$ ед. СИ, за исключением подпачки XVa и низов подпачки XVb, где K достигает $1.5\text{--}1.7 \times 10^{-5}$ ед. СИ), но относительно высокой естественной остаточной намагниченностью (значения J_n варьируют от 0.1 до 0.8×10^{-3} А/м, закономерно снижаясь вверх по разрезу) и высоким фактором Q (в основном от 1 до 5). Верхнему комплексу, напротив, свойственны повышенные значения K ($> 1 \times 10^{-5}$ ед. СИ), но очень малые величины J_n ($0.01\text{--}0.03 \times 10^{-3}$ А/м, за единичными исключениями). Граница между ПК-1 и ПК-2 более контрастно выглядит в Аксу-Дере, что связано с перерывом в осадконакоплении. Разрез подпачки XVIa в Кудрино-2 гораздо более полон, и вследствие этого петромагнитный рубеж в нем менее выразителен. По разным параметрам он может быть определен в пограничном интервале подпачек XVIa и XVIb (от обр. 21 до обр. 24 включительно). Мы совместили подошву ПК-2 с границей подпачек (между обр. 22 и 23). Этот уровень фиксируется по наиболее значимому повышению K в разрезе и дополнительно подчеркивается возрастанием J_{rs} (особенно хорошо заметным при увеличении горизонтального масштаба в верхней части графика). Характерные изменения на графиках петромагнитных параметров способствовали обоснованию некоторых литологических границ. В частности, граница подпачек XVIb и XVIc отмечена аномально низкими значениями параметра S (0.5), указывающими на наличие магнито жесткой фазы (возможно, продуктов окисления пирита), а подошва пачки XVI d фиксируется по характерному минимуму на кривой K/J_{rs} (рис. 1a).

По магнито-минералогическим характеристикам различия петромагнитных комплексов также существенны.

Носителем намагниченности в исследуемых отложениях являются магнитомягкие минералы. Поля, соответствующие остаточной коэрцитивной силе (20–40 мТл) и насыщению (~100 мТл), в породах, слагающих ПК-1, характерны для тонкодисперсного магнетита. В пределах ПК-2 V_{cr} (рис. 1а, 1б) и V_s (рис. 1б) незначительно увеличиваются, что может быть связано с присутствием, наряду с Fe_3O_4 , других минеральных фаз, например титаномагнетитов.

По термомагнитным кривым ТМА магнетит диагностировать трудно ввиду крайне малой концентрации ферромагнетиков. При высоких температурах ферромагнитный сигнал становится меньше эффекта диамагнитной матрицы, что приводит к фиксации отрицательных величин индуктивной намагниченности. Тем не менее на некоторых кривых можно уловить малозаметный перегиб в районе температуры Кюри Fe_3O_4 578°C (рис. 1в).

Незначительный рост намагниченности при температурах свыше 500–570°C, наблюдаемый во всех пробах в процессе первого или/и второго нагревов (рис. 1в), скорее всего, связан с восстановлением железа из магнетита. Согласно (Михайлов и др., 2009), при нагреве магнетита в закрытой системе с кальцитом и углеродом, то есть при условиях, которые реализованы в исследуемых карбонатных породах, происходит восстановление железа. Закономерное выделение мизерных, но надежно документируемых концентраций железа хорошо согласуется с гипотезой о наличии Fe_3O_4 .

В отличие от ПК-1, в котором по данным ТМА можно предполагать только наличие магнетита, в ПК-2 появляются иные ферромагнитные фазы, фиксируемые по малозаметному росту намагниченности в районе 350 и 480°C (рис. 1в). Слабое увеличение намагниченности перед достижением точки Кюри минерала характерно для титаномагнетитов (Буров, Ясонов, 1979). Подобный термомагнитный эффект фиксируется, например, у титаномагнетитов из пеплов вулканов Безымянный на Камчатке (Зубов, Кирьянов, 2001), Сент-Хеленс в Каскадных горах и Новарупта на Аляске (Jackson, Bowles, 2014). Это, с учетом приведенных ранее материалов о присутствии вулканогенной составляющей в разрезах (Гужиков и др., 2021), позволяет допускать пепловую природу указанных титаномагнетитов.

Коэрцитометрические характеристики образцов из пачки XV (ПК-1) на диаграмме Дея (рис. 1г) располагаются вблизи участка теоретической кривой, соответствующей псевдооднородному магнетиту (Dunlop, 2002). Данные по образцам из подпачки XVIb–XVI d и пачки XVII (ПК-2) соответствуют эталонному графику несколько хуже, что можно объяснить появлением в ПК-2 магнитомягкой фазы (рис. 1б).

Совместная интерпретация результатов магнитного насыщения, термомагнитного анализа и коэрцитометрии приводит к заключению о том, что главным носителем намагниченности в изученных отложениях является тонкодисперсный магнетит, но в верхах разреза (ПК-2) вместе с ним присутствуют магнитомягкие ферромагнетики.

Показатель магнитной анизотропии P , за редкими исключениями, варьирует от 1 до 1.4, указывая на близкую к изометричной форму ферромагнитных частиц (рис. 1д). Индикатор формы магнитных зерен – параметр T – фиксирует преобладание частиц уплощенной формы в ПК-2. Поэтому в пределах ПК-1 закономерностей в ориентировке коротких осей магнитных эллипсоидов не наблюдается, а в ПК-2 они обнаруживают отчетливую тенденцию к группировке в центре стереопроекции, характерную для первичных текстур осадков, в которых доминируют частицы плоской формы (рис. 1е). Вероятно, образование осадочной магнитной текстуры в подпачках XVIb–XVI d и пачке XVII обусловлено увеличением в них глинистых частиц, на плоской поверхности которых агрегируются тонкодисперсные ферромагнетики.

Высокие значения фактора Q (1–5) в ПК-1 (рис. 1а) с высокой вероятностью указывают на химическую природу намагниченности. Низкие Q (0.01–0.1) (рис. 1а), в совокупности с магнитной текстурой, близкой к осадочной (рис. 1е), свидетельствуют в пользу ориентационного (посториентационного) генезиса J_n в ПК-2.

Палеомагнитные исследования проводились по стандартной методике (Молостовский, Храмов, 1997), заключающейся в измерениях J_n ориентированных образцов на спин-магнитометре JR-6 после магнитных чисток переменным полем (от 5 до 50–100 мТл, с шагом 5 мТл) на установке LDA-3 AF или температурой (от 100 до 550°C, с шагом 50°C) в печи конструкции Апарина. Возможные фазовые превращения минералов при нагревании контролировались путем измерения K образцов после каждой термочистки. Каждый из 109 опробованных уровней в разрезах охарактеризован 3–4 ориентированными образцами в форме кубиков размером 2 × 2 × 2 см (выпиленных из штуфов, взятых на разрезе с помощью шанцевого инструмента) либо цилиндров высотой 2.5 см и диаметром 2.2 см (выбуренных непосредственно из пластов установкой Drill Core D261-C). Палеомагнитные исследования образцов с 30 различных уровней продублированы на криогенном магнитометре (SQUID) 2G-Enterprises в ИФЗ РАН, и результаты измерений на разных приборах обнаружили хорошую сходимость (рис. 2). Для компонентного анализа использовалась программа Remasoft 3.0 (Chadima, Hroudá, 2006).

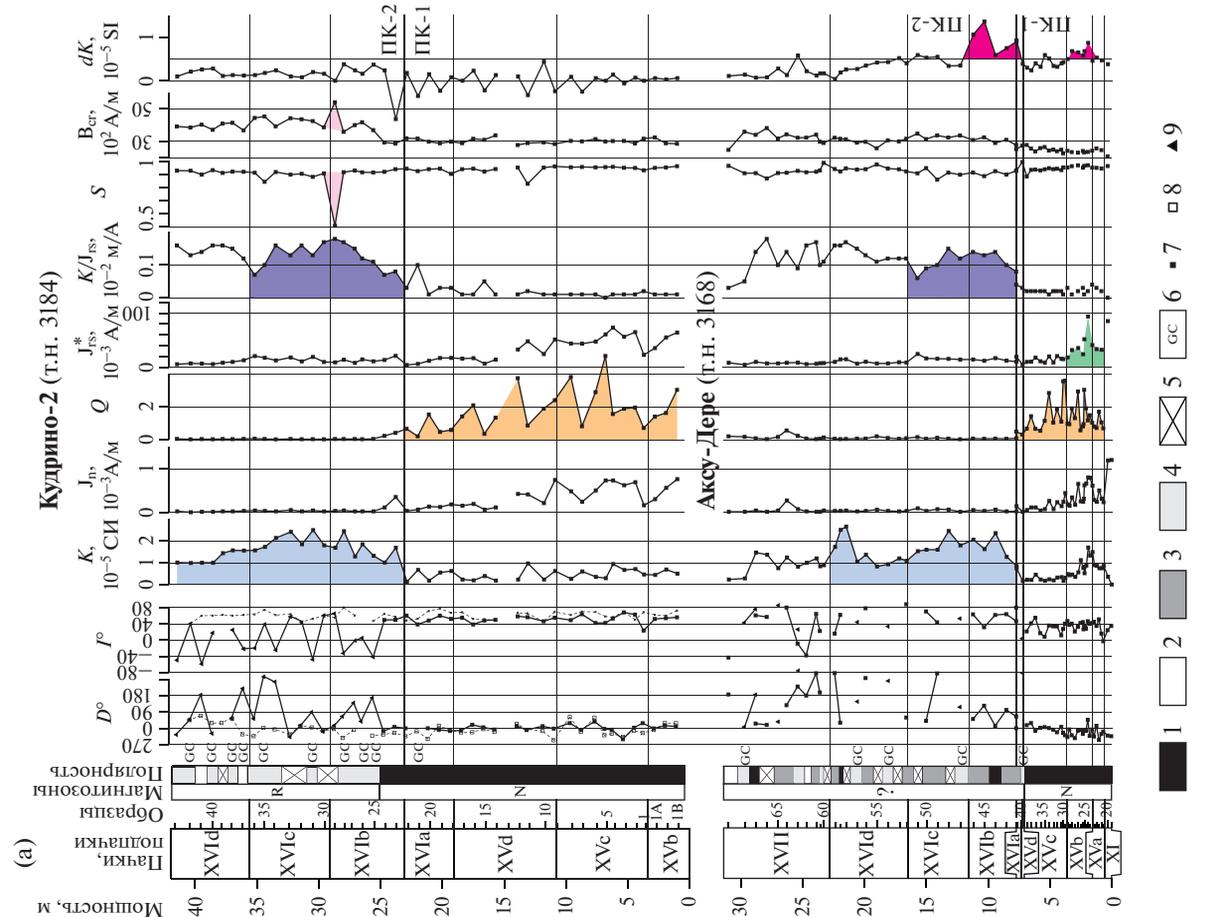
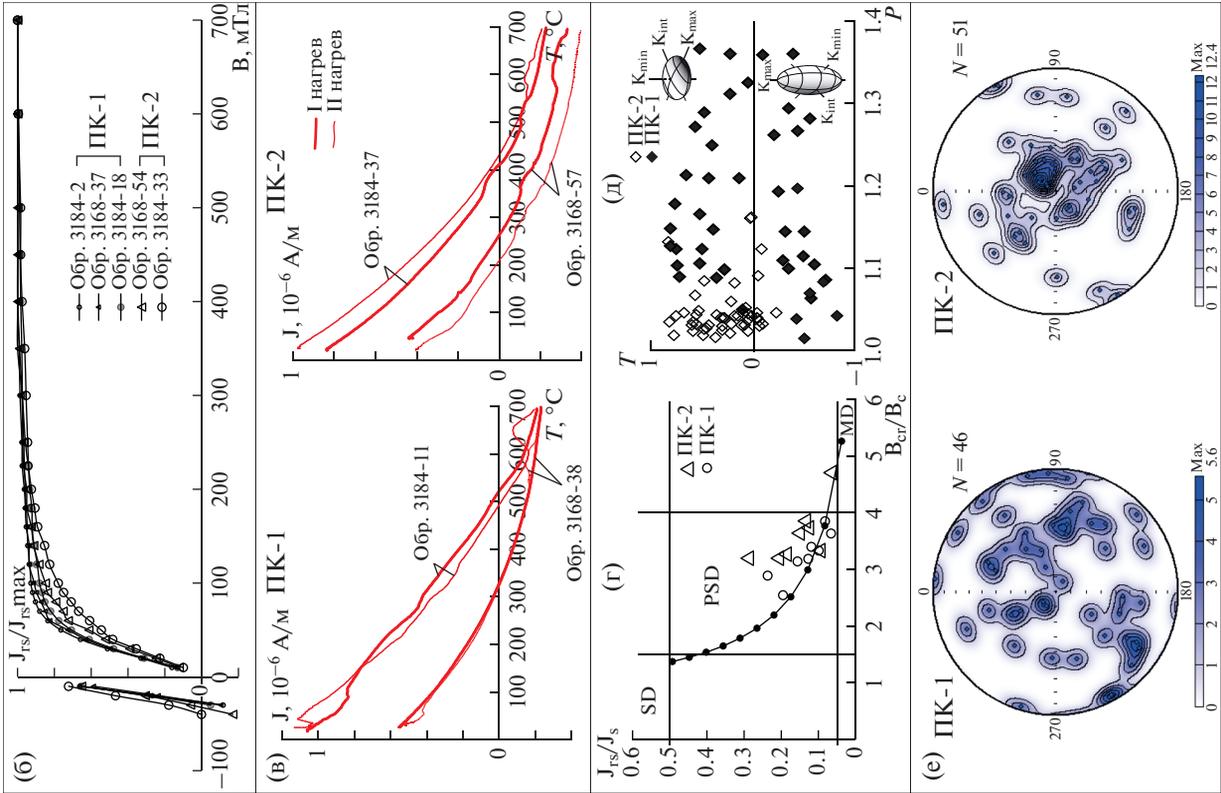


Рис. 1. Результаты палеомагнитных, петромагнитных и магнито-минералогических исследований разрезов Кудрино-2 и Аксу-Дере.

(а) – магнитостратиграфические разрезы; (б) – кривые магнитного насыщения и разрушения; (в) – кривые ТМА; (г) – диаграмма Дея (SD, PSD и MD – области однодоменных, псевдооднодоменных и многодоменных частиц соответственно); (д) – диаграмма параметров магнитной анизотропии $P-T$ (области положительных и отрицательных значений T соответствуют уплощенным и удлинённым формам ферромагнитных частиц соответственно); (е) – стереографические схемы концентраций коротких осей эллипсоидов магнитной восприимчивости в палеогеографической системе координат. Условные обозначения: 1–4 – геомагнитная полярность: 1 – прямая, 2 – обратная, 3, 4 – аномальная (выделенная по компонентам J_n , которые ближе к направлениям прямой и обратной полярности соответственно); 5 – отсутствие данных о полярности; 6 – уровни, на которых смещение J_n в ходе магнитных чисток происходит по дугам больших кругов; 7–9 – компоненты J_n : 7 – характеристические (**ChRM**), 8 – вязкие (J_v), 9 – “стабильные” (J_{st}).

Палеомагнитные свойства ПК-1 и ПК-2 различны.

Породы ПК-1 обладают хорошим палеомагнитным качеством. Подпачки XVa–XVc в разрезе Аксу-Дере, несмотря на их малую магнитную восприимчивость (в основном $< 2 \times 10^{-5}$ ед. СИ), имеют относительно высокую J_n ($0.1-0.8 \times 10^{-3}$ А/м) и, как следствие, высокий фактор Q (в основном от 1 до 4 и более) (рис. 1а). В подпачках XVa–XVc надёжно выделяются характеристические компоненты намагниченности (**ChRM**), соответствующий им угол максимального отклонения (MAD) варьирует в основном от 0.5° до 4° , породам свойственен преимущественно однокомпонентный состав J_n .

Подпачки XVb–XVd и XVIa в разрезе Кудрино-2 (в разрезе Аксу-Дере подпачки XVd и XVIa сильно конденсированы) также обладают хорошим палеомагнитным качеством. J_n в них имеет, как правило, двухкомпонентный состав: низкокоэрцитивные ($5-15$ мТл) или низкотемпературные ($100-200^\circ\text{C}$) составляющие, вероятно, вязкой природы (J_v) и высокотемпературные ($250-500^\circ\text{C}$) – **ChRM**, MAD которых составляет $4^\circ-10^\circ$ (рис. 3).

Все палеомагнитные направления в пачке XV и подпачке XVIa соответствуют нормальной полярности поля (рис. 4а, 4б). Исключение представляет обр. 3168-40 в Аксу-Дере, в котором фиксируется аномальный вектор северного направления, но с

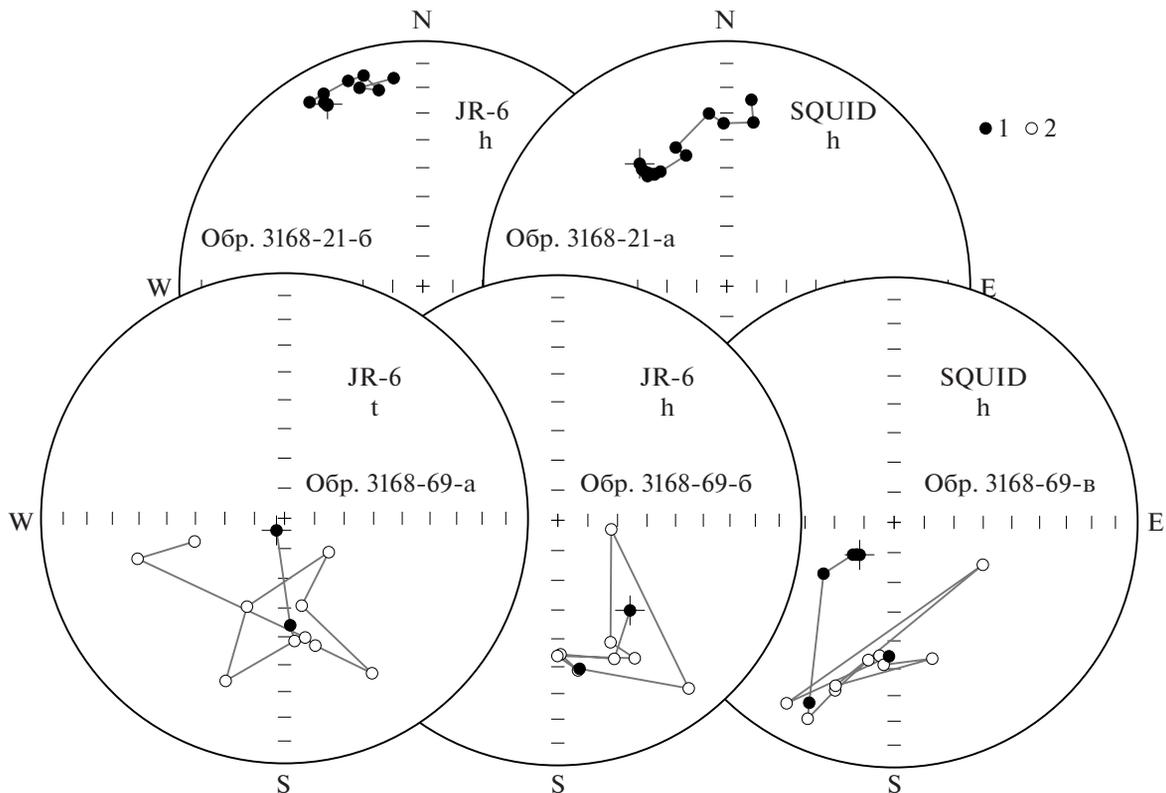


Рис. 2. Сопоставление результатов магнитных чисток (h – переменным полем, t – температурой) на спин-магнитометре JR-6 в лаборатории петрофизики СГУ (Саратов) и на криогенном магнитометре 2G-Enterprices (SQUID) в ИФЗ РАН (Москва). Полярные стереопроекции приведены в стратиграфической системе координат. Условные обозначения: 1, 2 – проекции J_n на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы.

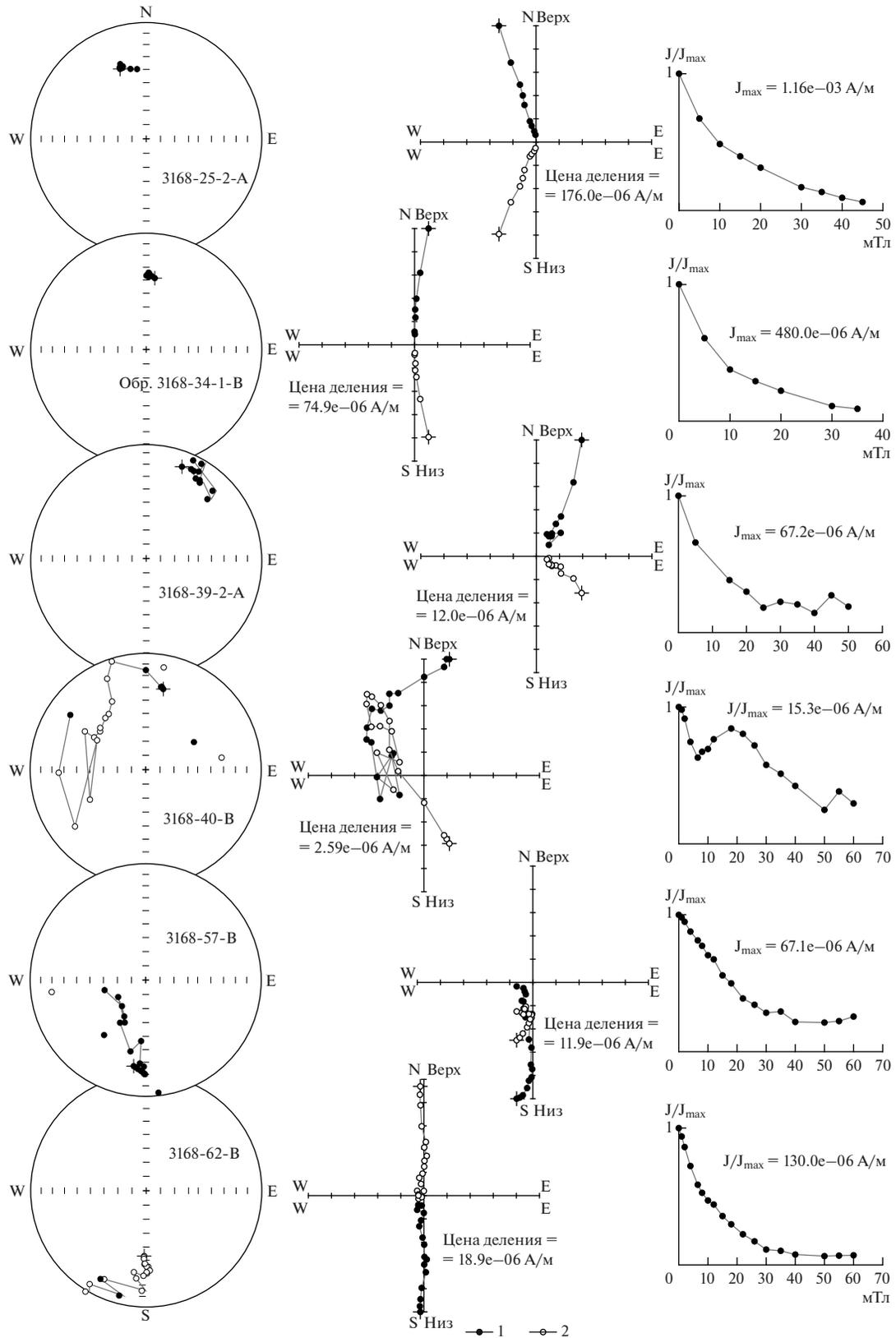


Рис. 3. Результаты компонентного анализа (слева направо): изображения на полярных стереопроекциях изменений векторов J_n в процессе магнитных чисток (в стратиграфической системе координат); диаграммы Зийдервельда (в стратиграфической системе координат); графики размагничивания образцов. Условные обозначения: 1, 2 — проекции J_n на горизонтальную (1) и вертикальную (2) плоскости. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

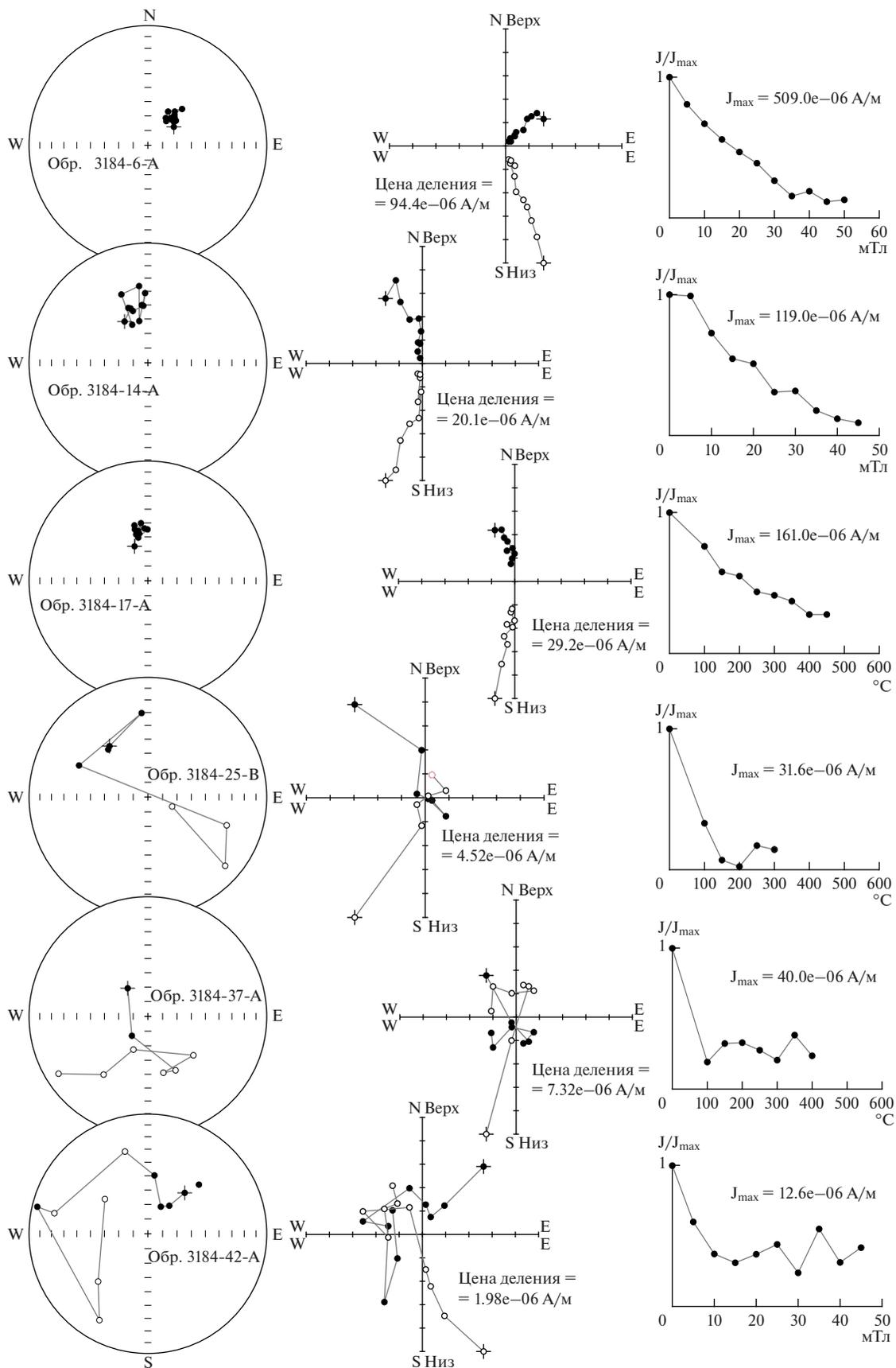


Рис. 3. Окончание

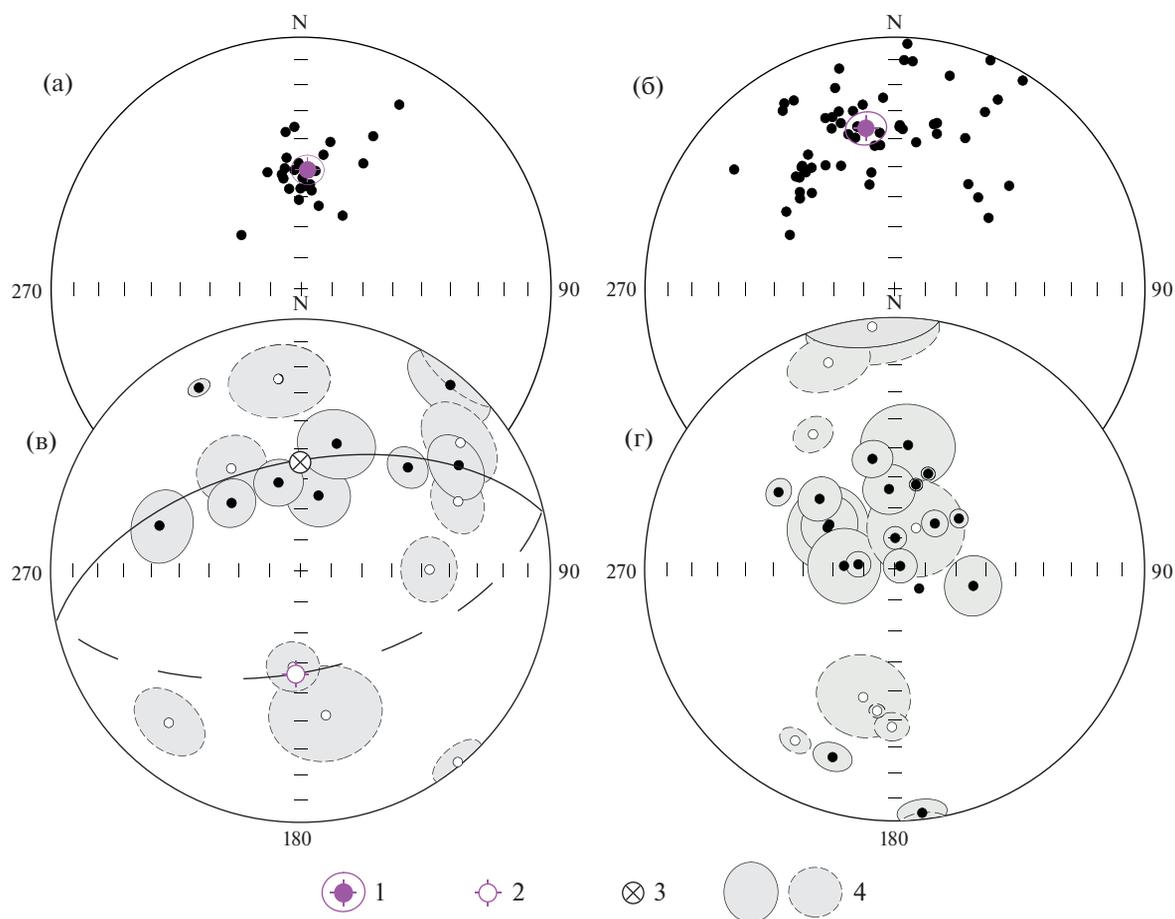


Рис. 4. Полярные стереопроекции компонент J_n в стратиграфической системе координат. (а), (б) — $ChRM$, по которым выделены N -зоны в Кудрино-2 и Аксу-Дере соответственно; (в) — J_{st} , соответствующие R -зоне в Кудрино-2; (г) — J_{st} и $ChRM$ в интервале разреза Аксу-Дере, в котором магнитозона не выделена. Условные обозначения: 1 — среднее палеомагнитное направление и круг доверия (α_{95}) для него, 2 — гипотетическое среднее палеомагнитное направление, соответствующее обратной полярности (противоположное среднему направлению $ChRM$ для нормальной полярности); 3 — среднее направление перемагничивания современным полем; 4 — максимальные углы отклонения (MAD) для проекций J_n на нижнюю и верхнюю (пунктир) полушеры. Остальные обозначения см. на рис. 2.

отрицательным наклоением (подпачка XVIa в разрезе Аксу-Дере имеет мощность всего 0.5 м, и ориентированный штуф из нее взят с единственного уровня (рис. 1а)).

Особенностью подпачек XVa–XVc в разрезе Аксу-Дере является очень большой разброс направлений $ChRM$ (рис. 4б). Подобный аномальный разброс присущ и нижележащим туронским–коньякским породам в разрезе Аксу-Дере, изученным ранее (Гужиков, Федулеев, 2019). В более молодых отложениях, слагающих подпачки XVd и XVIa в разрезе Кудрино-2, столь высокоамплитудных палеомагнитных вариаций уже не наблюдается. Среднее направление $ChRM$ в них близко к направлениям, выделенным ранее в верхнем мелу (в верхах кампана–маастрихте) Юго-Западного Крыма (Гужикова, 2019; Барабошкин и др., 2020), в отличие от среднего направления с сильно занижен-

ным наклоением в подпачках XVa–XVc разреза Аксу-Дере (рис. 4б, табл. 1). Это явление не удается пока объяснить причинами, не имеющими отношения к древнему геомагнитному полю (такими как частичное перемагничивание, наличие синклюдчатых деформаций и др.). Поэтому на данном этапе исследований, наряду с другими, рассматривается гипотеза о существовании в коньякском и сантонском веках неизвестных ранее высокоамплитудных вариаций поля (Гужиков, Федулеев, 2019).

Палеомагнитное качество пород в пределах ПК-2 гораздо хуже, чем в ПК-1. В разрезе Кудрино-2 в подошве ПК-2 (обр. 23–24) надежно, хотя и с относительно большими MAD (14° – 15°), выделяются характеристические компоненты, соответствующие нормальной полярности, так же как и в нижележащих отложениях. Выше по разрезу,

Таблица 1. Статистические палеомагнитные параметры

		<i>n</i>	D_{cp}°	I_{cp}°	<i>k</i>	α_{95}°	Φ°	Λ°	A_{95}°	Φ_m°	
Аксу-Дере (т.н. 3168) <i>N</i> -зона	Geo	60	355.5	44.5	10.7	5.9					
	Tilt		350.0	35.6	10.7	5.9	63.7	235.6	9.4	19.7	
Кудрино-2 (т.н. 3184) <i>N</i> -зона	Geo	26	19.6	58.9	32.6	5.0					
	Tilt		3.1	50.9	32.6	5.0	76.6	211.6	5.6	31.6	
Стабильная Европа (Besse, Courtillot, 2002)		80 млн лет (осреднение 10 млн лет)					81.4	206.1	5.9		
		85 млн лет (осреднение 5 млн лет)					81.0	230.5	10.3		
		90 млн лет (осреднение 10 млн лет)					82.2	202.1	5.2		
ЮЗ Крым	Разрезы Чахмаклы, Такма, маастрихт (Гужикова, 2019)					73.2	246.1	4.2		30.0	
	г. Бешкош, кампан–маастрихт (Барабоскин и др., 2020)					77.9	241.2	4.0		33.8	
ЦК	г. Алан-Кыр, сантон–кампан (Гужиков и др., 2019)					59.0	125.9	10.6		36.8	

Примечание. Geo, Tilt – географическая и стратиграфическая системы координат соответственно; *n* – число образцов в выборке, D_{cp} , I_{cp} – среднее склонение и наклонение **ChRM** соответственно, *k* – межпластовая палеомагнитная кучность, α_{95} – радиус круга доверия вектора; Φ , Λ и A_{95} – широта, долгота и радиус круга доверия палеомагнитного полюса соответственно, Φ_m – палеоширота). В таблице приведены полюсы для стабильной Европы с возрастом наиболее близким к современной датировке границы сантона–кампана – 83.65 млн лет (Gradstein et al., 2020) и по верхнему мелу Крыма. ЦК – Центральный Крым.

кроме вязкой намагниченности, удается выделить еще одну компоненту, не являющуюся характеристической (рис. 1а). Эти компоненты, условно названные “стабильными” (J_{st}), проецируются на северные румбы нижней полусферы и верхнюю полусферу; некоторые из них имеют направления, типичные для нормальной или обратной полярности (рис. 4в). Во многих образцах проекции J_n в процессе размагничивания смещаются вдоль дуг большого круга (GC) (рис. 3). Причиной смещения палеомагнитных векторов по дугам больших кругов является наличие разнонаправленных компонент намагниченности. “Стабильные” компоненты, скорее всего, представляют собой стабилизированные суммы двух антипараллельных компонент – первичной, соответствующей обратной полярности, и вторичной, связанной с современным полем. Разная степень “загрязнения” суммарной намагниченности вязкой компонентой приводит к очень большому разбросу J_{st} в случае обратного знака древней намагниченности и меньше сказывается на палеомагнитной статистике по изначально нормально намагниченным образцам, ввиду того, что направления современного и позднемелового нормального поля близки.

В верхах разреза Кудрино-2 характер палеомагнитных данных хорошо согласуется с моделью частичной сохранности древней намагниченности обратного знака, среднее направление которой на 180° отличается от среднего направления **ChRM**, соответствующего нормальной полярности. Распределение “стабильных” компонент на стереопроекции тяготеет к большому кругу, проведенному через направление перемагничивания

пород современным полем и **ChRM** (рис. 4в). Поэтому можно обоснованно предположить, что подпачке XVIb, за исключением ее низов, и подпачкам XVIc, XVd соответствует магнитозона обратной полярности (рис. 1а).

Схожая в палеомагнитном отношении ситуация наблюдается и в ПК-2 разреза Аксу-Дере (пачки XVI–XVII; рис. 1а, 3, 4г). Но обилие J_{st} и **ChRM**, проецирующихся с крутыми наклонениями на нижнюю полусферу в северных румбах (рис. 4г), заставляет воздержаться от магнитоплярной интерпретации данных в этой части разреза. Поэтому в палеомагнитной колонке разреза Аксу-Дере выделена всего одна магнитозона прямой полярности (*N*), соответствующая подпачкам XVa–XVc (рис. 1а), а наличие вышележащей магнитозоны обратного знака можно лишь предполагать, по аналогии с одновозрастными пачками в разрезе Кудрино-2.

Палеомагнитная колонка разреза Кудрино-2 состоит из двух магнитозон: нижней – прямой полярности (*N*) и верхней – обратной полярности (*R*), граница между которыми находится на уровне между обр. 24 и 25 (рис. 4а). Зона прямой полярности в разрезе Аксу-Дере частично перекрывается с *N*-зоной, выявленной в разрезе Кудрино-2, и наращивает ее вниз (рис. 1а).

К полученным материалам невозможно применить стандартные полевые тесты. Тест обращения нельзя провести потому, что материалы, на основе которых выделена *R*-зона (рис. 1а, 4в), непригодны для расчета палеомагнитной статистики, вариации элементов залегания в разрезах слишком малы для проведения теста складки, а

предпосылки для теста конгломератов отсутствуют. Но о первичности J_n можно судить по ряду косвенных признаков, широко используемых в магнитостратиграфии для обоснования возраста намагниченности (Гужиков, 2013 и др.):

1. Интервалы одного знака полярности закономерно группируются по разрезу, образуя крупные N - или R -магнитозоны (рис. 1а).

2. Независимость знака полярности от вещественного состава и физических свойств пород является признаком древней природы J_n , в то время как приуроченность магнитозон к определенному типу отложений наводит на мысль о возможном перемагничивании. Проверить наличие подобной связи можно только в разрезе Кудрино-2, поскольку в разрезе Аксу-Дере надежно установлена только одна магнитозона. На первый взгляд, палеомагнитная граница в разрезе Кудрино-2 соответствует уровню резких петромагнитных изменений. Однако точного совпадения подошвы R -зоны с границей петромагнитных комплексов не наблюдается. Независимо от того, по какому из петромагнитных параметров определять подошву ПК-2, она в любом случае оказывается на несколько метров ниже кровли N -зоны. Даже при самом высоком ее положении, определяемом по возрастанию магнитной восприимчивости, низы ПК-2 характеризуются нормальной полярностью (обр. 23 и 24). С точки зрения доказательства первичности J_n важно, что MAD в этих образцах повышается до критических величин 14° – 15° . Таким образом, смена обстановки осадконакопления (Гужиков и др., 2021), фиксируемая в том числе и по геохимическим показателям (см. далее раздел “Изотопно-геохимические характеристики”), и появление новых носителей намагниченности (предположительно, титаномагнетитов из вулканических пеплов) сопровождаются ухудшением палеомагнитного качества пород, но не изменением знака полярности. Возможно, образцы 23 и 24 в подошве ПК-2 (так же как и обр. 21, 22 в кровле ПК-1) подверглись процессам перемагничивания в меньшей степени, чем вышележащие отложения, охваченные R -зоной, а выделенные в них $ChRM$ также являются стабилизированной суммой первичной и вторичной компонент. Но из-за близости направлений древнего и современного поля нормальной полярности эффект перемагничивания в них не заметен.

3. ПК-1 соответствуют высокие, по меркам осадочных пород, значения фактора Q (1–4 и более), убывающие вверх по разрезу (рис. 1а). Это нехарактерно для ориентационной (посториентационной) природы намагниченности, но типично для химического генезиса J_n . По результатам ранее проведенных магнито-минералогических и микронзондовых исследований образцов из пачки XI и подпачек XVa–XVc есть основания

предполагать в них наличие биогенного магнетита (Гужиков, Федулеев, 2019), что равносильно доказательству первичности намагниченности. Другие версии природы Fe_3O_4 – космогенная (метеоритная пыль) или хемогенная (за счет миграции углеводов из расположенного ниже по разрезу, на границе сеномана–турона, слоя битуминозных сланцев) – представляются менее вероятными.

Наличие компонент J_n с аномальными или обратными направлениями, смещение палеомагнитных векторов в процессе магнитных чисток по дугам больших кругов хорошо согласуются с гипотезой о наличии в изученных отложениях древних компонент J_n обратной полярности, частично перемагниченных современным полем.

4. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по нормальным направлениям $ChRM$ в разрезе Кудрино-2, статистически совпадает с близкими по возрасту полюсами для стабильной Европы (табл. 1). Это обстоятельство не исключает первичности намагниченности, хотя и не доказывает ее. Согласно Д.М. Печерскому и В.А. Сафонову (1993), после раннего мела Горный Крым двигался к северу вместе с Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой. В то же время полюс по разрезу Кудрино-2 немного, но статистически значимо отличается от полюсов по верхам кампана–маастрихту Юго-Западного Крыма и сильно разнится с полюсом по одновозрастным отложениям Центрального Крыма (табл. 1), что может быть связано с локальными смещениями блоков относительно друг друга. При этом нужно отметить хорошую согласованность (учитывая, что селекция направлений не проводилась) палеоширот, полученных по сантону–маастрихту Юго-Западного Крыма, с имеющимися представлениями о положении Горного Крыма в поздне меловую эпоху (Печерский, Сафонов, 1993).

Средний палеомагнитный полюс и палеоширота, рассчитанные по $ChRM$ в разрезе Аксу-Дере (подпачки XVa–XVc), не увязываются ни с какими известными данными. Поскольку перемагничивание отложений представляется сомнительным, наиболее вероятной причиной большого разброса $ChRM$ остается пока аномальный характер древнего геомагнитного поля.

5. Полученные палеомагнитные данные соответствуют критерию внешней сходимости, то есть согласуются с известными представлениями о магнитополярной структуре пограничного интервала сантона–кампана (Gradstein et al., 2020). N - и R -зоны легко опознаются как аналоги верхов хрона 34n и низов хрона 33r соответственно.

Совокупность перечисленных признаков, каждый из которых в большей степени совместим с гипотезой о древней природе J_n , чем с предположением о ее вторичном генезисе, свидетельствует

Таблица 2. Содержания малых элементов, доля силикатной примеси (с.п.) и изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в известняках верхнего мела в разрезах Аксу-Дере и Кудрино-2

Образцы	Пачка	Доля с.п. %	Ca, %	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mn/Sr	Fe/Sr	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ PDB	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Аксу-Дере												
3168/17A	XI	5.9	40.4	0.2	115	425	370	0.31	1.1	3.0	-2.5	0.70741
3168/18A	XI	7.1	40.3	0.2	124	370	510	0.24	0.7	3.1	-4.1	0.70744
3168/19A	XI	7.1	40.2	0.2	150	360	480	0.33	0.8	3.2	-3.6	
3168/21A	XVa	15.7	41.3	0.2	305	650	516	0.59	1.3	2.5	-3.9	0.70745
3168/22A	XVa	18.2	40.2	0.2	320	790	530	0.61	1.5	2.6	-4.6	0.70747
3168/23A	XVb	15.0	38.4	0.2	310	725	540	0.58	1.3	2.9	-3.8	0.70744
3168/24A	XVb	13.8	40.6	0.2	309	605	560	0.55	1.1	2.9	-4.1	
3168/26A	XVb	16.5	39.9	0.2	286	710	640	0.45	1.1	2.7	-4.3	0.70748
3168/27A	XVb	12.9	37.5	0.2	246	564	556	0.44	1.0	2.6	-2.9	
3168/28A	XVb	9.9	39.6	0.2	250	605	590	0.43	1.0	2.9	-3.5	0.70752
3168/29A	XVc	15.0	40.8	0.2	260	580	620	0.41	0.9	2.8	-4.5	0.70751
Кудрино-2												
3184/1A	XVb	8.6	39.8	0.3	260	760	420	0.61	1.8	2.7	-4.3	
3184/1	XVc	8.2	39.5	0.2	275	660	415	0.66	1.6	2.4	-2.7	0.70750
3184/5	XVc	7.1	40.6	0.2	224	636	480	0.46	1.3	2.7	-4.3	0.70751
3184/6	XVc	0.7	39.5	0.2	244	700	470	0.52	1.5	2.6	-3.9	
3184/7	XVc	5.2	40.0	0.2	218	775	516	0.42	1.5	2.6	-3.6	0.70751
3184/9	XVc	5.6	39.6	0.2	237	670	510	0.46	1.3	2.6	-3.9	
3184/11	XVd	8.9	39.2	0.2	210	720	510	0.42	1.4	2.7	-4.1	0.70752
3184/15	XVd	6.4	40.0	0.2	240	680	535	0.45	1.3	2.7	-3.8	
3184/19	XVIa	1.7	39.6	0.2	248	710	556	0.45	1.3	3.0	-4.3	0.70750
3184/20	XVIa	2.4	39.9	0.2	274	715	540	0.51	1.3	3.1	-4.2	
3184/24	XVIb	13.4	39.7	0.2	240	1100	590	0.41	1.9	2.9	-4.5	0.70753
3184/26	XVIb	10.6	39.7	0.3	220	1090	624	0.36	1.7	3.1	-3.8	
3184/29	XVIb	12.7	39.9	0.3	248	1195	720	0.34	1.7	2.9	-3.6	0.70752
3184/31	XVIc	19.4	39.8	0.3	269	1226	680	0.39	1.8	2.9	-3.5	
3184/32	XVIc	10.1	39.7	0.3	274	1250	700	0.39	1.8	2.9	-3.6	
3184/34	XVIc	13.6	39.5	0.3	270	1205	670	0.41	1.8	2.8	-4.4	0.70753
3184/37	XVI d	12.9	39.8	0.3	304	1020	640	0.48	1.6	2.8	-3.6	
3184/40	XVI d	6.2	39.0	0.3	297	890	660	0.45	1.3	3.1	-6.1	0.70755
3184/42	XVI d	13.2	39.2	0.3	308	995	646	0.48	1.5	3.0	-4.9	
3184/43	XVI d	19.8	39.3	0.2	310	990	670	0.46	1.5	2.5	-6.2	0.70752

в пользу того, что зафиксированная нами последовательность магнитозон отражает режим геомагнитного поля на рубеже сантона–кампана. Полученные данные удовлетворяют 5 критериям из 8, принятым для оценки надежности магнитостратиграфических материалов. Этого достаточно для признания их кондиционными (Дополнения..., 2000).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Авторами получены первые результаты комплексного изотопно-геохимического изучения образцов сантонских–кампанских карбонатных

пород в разрезах Кудрино-2 и Аксу-Дере (табл. 2). Содержания Ca, Mg, Fe, Mn и Sr и изотопный состав углерода и кислорода определены в 31 образце (11 – из т.н. 3168, Аксу-Дере и 20 – из т.н. 3184, Кудрино-2). Изотопный состав Sr определен в 18 образцах (8 – из т.н. 3186, Аксу-Дере и 10 – из т.н. 3184, Кудрино-2).

Содержания Ca, Mg Mn, Fe и Sr определены в карбонатной части породы, после растворения 30–35 мг истертого образца в 0.6N растворе HCl. Концентрации определялись на атомно-эмиссионном спектрометре ICPE-9000 (МАСВ, СПбГУ, Санкт-Петербург). Некарбонатная примесь отвечает веществу, оставшемуся после растворения в 0.6N HCl. По данным рентгенофазового анализа

нерастворимый остаток сложен кварцем и глинистыми минералами. Содержания главных и малых элементов пересчитаны с учетом доли силикатной примеси.

Измерение изотопного состава С и О в образцах проведено на масс-спектрометре Delta V Advantage с приставкой GasBench II (ЦКП “Геонаука”, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН). Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ даны в промилле относительно стандарта V-PDB (табл. 2). При калибровке использованы международные стандарты NBS-18 и NBS-19. Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составляет $\pm 0.15\text{‰}$ (1σ).

Изучение изотопного состава Sr в карбонатных породах проведено с использованием ступенчатого растворения, включавшего предварительную обработку навески образца (около 30 мг) 0.01N раствором HCl и последующее растворение в 1N соляной кислоте. Выделение Sr из полученных химических растворов проводили хроматографическим способом (Кузнецов и др., 2006). Изотопный состав Sr измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном образце NIST SRM 987 в период работы составило 0.71025 ± 0.00001 ($2\sigma_{\text{средн.}}, n = 5$).

Все изученные образцы представлены известняками, карбонатная часть которых сложена кальцитом ($\text{Mg} < 0.3\%$). Содержание силикатной примеси в образцах варьирует в широких пределах от 0.7 до 19.8% (табл. 2, рис. 5), обнаруживая ритмичность. Содержание терригенной примеси в известняках в пачке XI составляет 6–7%, затем резко увеличивается в основании пачки XV до 16–18% и постепенно понижается к кровле этой пачки до 5–8%. Содержание терригенной примеси в пачке XVI увеличивается от 1–2 до 10–19%.

Наиболее низкие содержания Mn (115–157 мкг/г), Fe (360–420 мкг/г) и Sr (370–510 мкг/г) характерны для известняков пачки XI разреза Аксу-Дере. В пачке XV содержание Mn в известняках понижается от 320 до 210 мкг/г, содержание Fe стабильно высокое 560–800 мкг/г, а содержание Sr растет от 516 до 620 мкг/г в разрезе Аксу-Дере и от 415 до 535 мкг/г в разрезе Кудрино. В пачке XVI содержание Mn повышается от 220–240 до 320 мкг/г, содержания Fe и Sr очень высокие и достигают 890–1250 и 600–720 мкг/г соответственно.

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках пачки XI варьирует от 0.70741 до 0.70744 (табл. 2, рис. 5). В подпачке XVa оно составляет 0.70744–0.70747, а затем повышается вверх по разрезу: в подпачке XVb – 0.70744–0.70752, в подпачках XVc и XVd – 0.70750–0.70752, а в пачке XVI остается в пределах 0.70750–0.70755.

Значение $\delta^{13}\text{C}$ в известняках варьирует от 2.4 до 3.2‰, а значение $\delta^{18}\text{O}$ от –6.2 до –2.7‰ (табл. 2).

По значениям $\delta^{13}\text{C}$ в известняках можно выделить три интервала, которые согласуются с выделенными литологическими интервалами. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в пачке XI стабильно высокие 3.0–3.2‰, в пачке XV заключены в пределах от 2.4 до 2.9‰, а в пачке XVI изменяются преимущественно от 2.9 до 3.1‰ (табл. 2).

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках пачки XV в целом имеет обратную корреляцию с отношением Mn/Sr и прямую корреляцию с отношением Fe/Sr. Эта картина отличается от нормальной положительной зависимости между этими параметрами, наблюдаемой при эпигенетической перекристаллизации известняков в результате контакта с подземными растворами и поверхностными водами (Кузнецов и др., 2005, 2006). Разнонаправленные тренды зависимостей значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с Mn/Sr и Fe/Sr указывают на значительно более сложную диагенетическую историю известковых отложений в разрезах Кудрино и Аксу-Дере.

К сожалению, изученные образцы в полной мере не удовлетворяют геохимическим критериям сохранности для выбора мезозойских известняков при оценке изотопного состава стронция в морской воде (Jones et al., 1994; Кузнецов и др., 2017). Например, значения геохимических критериев для наименее измененных верхнеюрских известняков Байдарской котловины и плато Демерджи составляли: $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.03$, $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 1.5$ (Рудько и др., 2014, 2017). В то время как в разрезах Аксу-Дере и Кудрино-2 в половине выборки (в 17 образцах) отношение $\text{Fe}/\text{Sr} \geq 1.5$, а значение Mn/Sr превышено во всех образцах и составляет от 0.24 до 0.66 (табл. 2). Возможно, карбонатные породы частично обогатились Fe и, особенно, Mn при взаимодействии с поверхностными водами во время тектонического поднятия толщ (Кузнецов и др., 2006; Рудько и др., 2014, 2017). Нельзя исключить, что повторный отбор проб на значительном удалении от дневной поверхности позволит выявить образцы с минимально нарушенными Sr-изотопными системами.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ (от –6.2 до –2.7‰) в изученных известняках ниже, чем в мезозойских морских карбонатах тетических палеобассейнов (от –2 до 0‰). Однако значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ не обнаруживают зависимостей как друг от друга, так и от отношений Mn/Sr и Fe/Sr. Это обстоятельство свидетельствует об отсутствии эпигенетической перекристаллизации при участии атмосферных вод (Покровский и др., 2020). Все известняки удовлетворяют геохимическим критериям сохранности для выбора образцов с ненарушенными С-изотопными системами (Jones et al., 1994; Семихатов и др., 2004; Кузнецов и др., 2006; Рудько и др., 2014, 2017). Значения $\delta^{13}\text{C}$ согласуются с аналогичными значениями в мезозойских морских карбона-

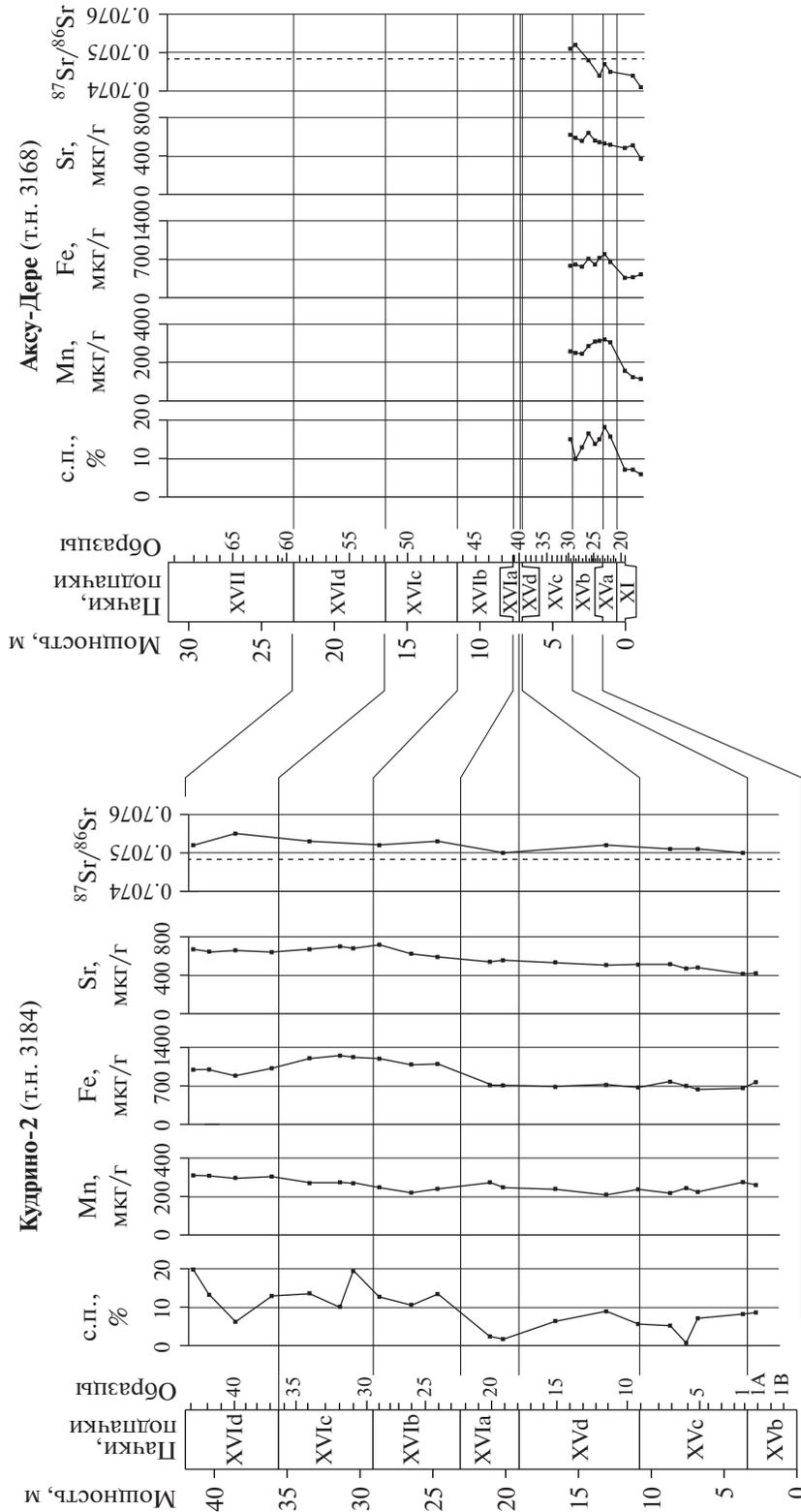


Рис. 5. Вариации количества силикатной примеси (с.п.), содержания Mn, Fe, Sr и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в разрезах Аксу-Дере и Кудрино. Пунктирная линия соответствует значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на границе сантона—кампана (McArthur et al., 2012).

тах тетических палеобассейнов (Wagreich et al., 2010; Zakharov et al., 2013; Wendlер, 2013).

Вариации значения $\delta^{13}\text{C}$ в сводном разрезе Кудрино–Аксу–Дере обнаруживают по крайней мере два положительных экскурса: нижний – в пачке XI разреза Аксу–Дере (коньякский ярус) и верхний – в подпачке XVIa разреза Кудрино–2, вблизи предполагаемой границы сантона–кампана (рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление изученных разрезов по комплексным данным

Палеонтологические, палеомагнитные и изотопно-геохимические данные большей частью согласуются с детальным расчленением и корреляцией изученных разрезов по литологическим и петромагнитным данным (рис. 6), а имеющиеся расхождения вполне объяснимы.

Результаты анализа планктонных (ПФ) и бен-тосных (БФ) фораминифер согласуются с литолого-петромагнитной корреляцией разрезов и способствуют ее детализации (рис. 6).

Граница зон UC13 и UC14 по наннопланктону в изученных разрезах приурочена к разным литологическим подразделениям: к подпачке XVd в разрезе Кудрино–2 и подпачке XVc в разрезе Аксу–Дере (рис. 6). Однако из-за бедности комплексов наннофоссилий в разрезе Кудрино–2 подошва UC14 в нем установлена условно (см. раздел “Наннопланктон” в (Гужиков и др., 2021)), и, возможно, она располагается ниже по разрезу.

Материалы по диноцистам можно согласовать с результатами литолого-петромагнитного сопоставления разрезов, если комплекс ДК-1 (подпачки XVIa–XVIc в разрезе Кудрино–2) считать аналогом ДАД-2 (подпачки XVIa–XVIc в разрезе Аксу–Дере). Датировка обоих комплексов концом сантона–началом кампана допускает это, но тенденция к потеплению вод, выявленная в Аксу–Дере по снижению вверх по разрезу количества *Chatangiella* и *Isabelidium*, дает основание считать ДАД-2 моложе ДК1 (см. раздел “Палинология” в (Гужиков и др., 2021)). Вместе с тем немногочисленных данных о диноцистах, полученных по четырем уровням в разрезе Аксу–Дере и, фактически, по трем уровням в разрезе Кудрино–2, недостаточно для однозначного вывода о разновозрастности ДАД-2 и ДК-1. Поэтому изменять литолого-петромагнитную корреляцию разрезов на основе палинологических материалов преждевременно.

Палеомагнитные данные совместимы с предлагаемой версией корреляции разрезов, но не способствуют ее уточнению. В разрезе Аксу–Дере пачки XVI–XVII преимущественно перемагничены (см. раздел “Магнитостратиграфия”), однако

с высокой вероятностью время их формирования соответствует хрону 33г, аналоги которого установлены в разрезе Кудрино–2 (рис. 6).

Детальная корреляция разрезов по комплексным данным подтверждает значительно большую полноту подпачек XVb–XVIa в разрезе Кудрино–2, по сравнению с разрезом Аксу–Дере, и позволяет составить сводный био-, хемо- и магнитостратиграфический разрез пограничного интервала сантона–кампана Кудрино–Аксу–Дере (рис. 6).

Сопоставление пограничного интервала сантона–кампана Юго-Западного и Центрального Крыма

Первые (и пока единственные) комплексные микропалеонтологические (наннопланктон, диноцисты, ПФ, БФ) и магнитостратиграфические данные по сантону–кампану Центрального Крыма имеются по разрезу горы Алан–Кыр близ Белогорска (Гужиков и др., 2019; Копаевич и др., 2020; Ovechkiina et al., 2021). Они показали существенно иную картину сочетания микропалеонтологических и палеомагнитных результатов, чем в Юго-Западном Крыму (рис. 7).

Варианты детальных корреляций пограничного интервала сантона–кампана Юго-Западного и Центрального Крыма по БФ, ПФ, наннопланктону и диноцистам противоречат друг другу (рис. 7). Причинами подобной несогласованности могут быть как диахронность биостратиграфических границ вследствие фациальной зависимости микропалеонтологических комплексов (отложения Центрального Крыма более глубоководные), так и недостаточная представительность микропалеонтологических данных. Комплекс ПФ на Алан–Кыре гораздо беднее, чем в разрезе Кудрино–2, сохранность наннопланктона плохая или средняя в обоих разрезах, а остатков диноцист в некоторых интервалах разрезов не обнаружено вовсе.

В целом результаты биостратиграфических корреляций не соответствуют магнитостратиграфическому сопоставлению разрезов. Согласованное поведение микрофаунистических (за исключением БФ) и палеомагнитных границ наблюдается только для оснований зон UC13 и *Dicarinella asymetrica*, которые в разных районах Крыма располагаются ниже подошвы хрона 33г (рис. 7). Но корреляция более молодых отложений по наннопланктону и ПФ вступает в кардинальное противоречие с палеомагнитными данными: подошвы зон UC14 и *G1. elevata* в Юго-Западном Крыму располагаются ниже подошвы хрона 33г, а в Центральном Крыму – в его кровле (рис. 7). Если не предполагать наличие крупного перерыва в осадконакоплении в разрезе Алан–Кыр (к чему нет оснований), то результаты корреляции указывают на временной сдвиг микропалеонтологических гра-

Алан-Кыр,
 Центральный Крым
 (Гужиков и др., 2019;
 Копаевич и др., 2020;
 Ovechkina et al., 2021)

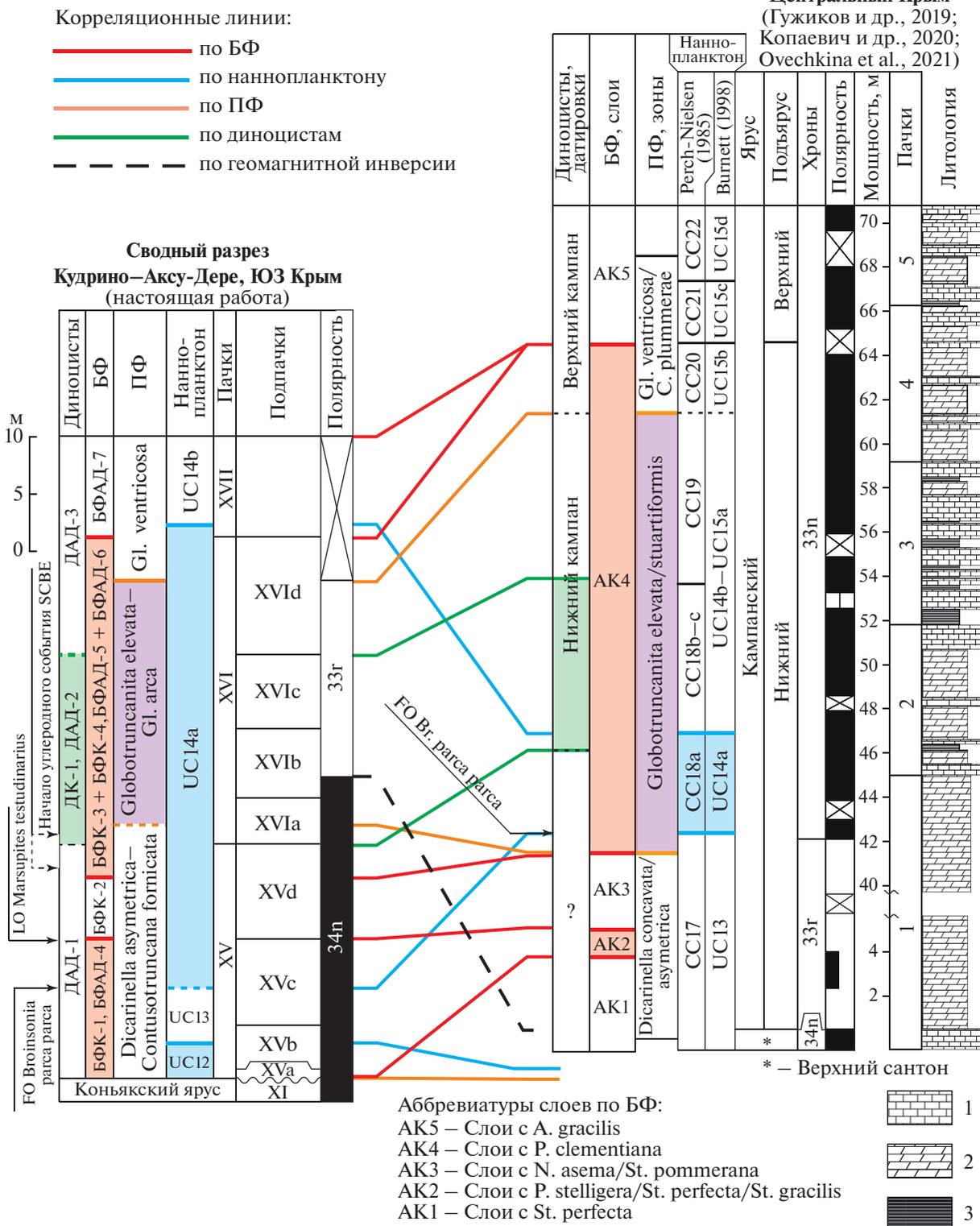


Рис. 7. Сопоставление разрезов пограничного интервала сантона–кампа Юго-Западного и Центрального Крыма. Условные обозначения: 1 – известняки, 2 – мергели, 3 – глины.

ниц, сопоставимый с продолжительностью хрона 33r (~ 4 млн лет), что совершенно нереально.

Нижекампанские отложения Алан-Кыра, в которых следовало бы ожидать намагниченность обратного знака, соответствующую хрону 33r, могли быть полностью перемагничены более поздним полем противоположного знака. Но против такого предположения свидетельствует доскладчатый возраст компонент J_n , соответствующих нормальной полярности (Гужиков и др., 2019), что, впрочем, не исключает возможность перемагничивания в промежутки времени между окончанием литификации осадка и складчатостью.

Поскольку противоречий при сопоставлении пограничного интервала сантона—кампана Юго-Западного и Центрального Крыма по данным разных методов фиксируется очень много, а ни микропалеонтологические, ни палеомагнитные данные по Алан-Кыру не безупречны, без проведения дополнительных, более детальных исследований нельзя безоговорочно принять ни одну версию интерпретации.

Возможное положение границы сантонского и кампанского ярусов

Морские лилии, аммониты, белемниты. Уровень исчезновения (LO) вида-индекса *Marsupites testudinarius* рекомендован в качестве основного критерия для определения нижней границы кампанского яруса (Schulz et al., 1984; Hancock et al., 1996; Hampton et al., 2007; Gale et al., 2008; Ogg, Hinnov, 2012 и др.). В разрезе Аксу-Дере это биособытие выявлено в верхней части подпачки XVc. Таким образом, границу сантона и кампана, по данным распределения морских лилий, следует определить по кровле подпачки XVc (рис. 6).

В разрезе Кудрино-2 находки *M. testudinarius* отсутствуют.

Находка в разрезе Аксу-Дере *Parapuzosia (P.) cf. leptophylla* (Барабошкин, Фокин, 2019) подтверждает отнесение подпачки XVc к сантону. Обнаруженные ростры белемнитов *Actinosama verus* и *A. cf. verus* (Барабошкин, Фокин, 2019) не уточняют положение сантонской—кампанской границы, но и не противоречат датировке пачки XVI ранним кампаном.

Известковый наннопланктон. Результаты определений наннопланктона в узком (полутораметровом) пограничном интервале сантона—кампана, полученные ранее (Фокин и др., 2018), допускали положение ярусной границы в разрезе Аксу-Дере вблизи кровли пачки XV. Согласно новым данным, граница зон UC13 и UC14 приурочена в сводном разрезе Кудрино—Аксу-Дере к середине подпачки XVc, а подошва UC13 располагается внутри подпачки XVb (рис. 6).

Если исходить из принятых в Шкале геологического времени (GTS-2016) (Ogg et al., 2016) соотношений наннопланктонных зон и ярусов (рис. 8), то подошва кампана располагается внутри подпачки XVb, по крайней мере на уровне подошвы зоны UC13 или еще ниже по разрезу. Однако при сопоставлении этих данных с аналогичными материалами по другим регионам ситуация оказывается далеко не столь однозначной. Например, в разрезе Сиффорд (Seaford) (Англия) основание зоны UC13 располагается в среднем сантоне, то есть гораздо ниже уровня исчезновения марсупитов, маркирующего подошву кампана (Thibault et al., 2016) (рис. 8), а в иранском разрезе Шахнешин (Shahneshin) и основание зоны UC14 приурочено к средней части сантона (Razmjooei et al., 2014, 2018) (рис. 9). После переинтерпретации стратиграфических данных по разрезу Шахнешин (Razmjooei et al., 2020) подошва UC14 совмещена с основанием кампана. Исходя из этого, уровень сантонской—кампанской границы в сводном разрезе Кудрино—Аксу-Дере расположен в середине подпачки XVc (рис. 6).

Планктонные фораминиферы. Установление границы сантонского и кампанского ярусов в Крыму на основании распределения в разрезах ПФ связано с определенными трудностями. Использование тетических зональных шкал по ПФ в Перитетической области (Маслакова, 1967, 1978; Caron, 1985; Robaszynski, Caron, 1995; Premoli Silva, Sliter, 1999; Кобаевич, 2010; Кобаевич, Vishnevskaya, 2016; Кобаевич, Алексеев, 2019; Coccioni, Premoli Silva, 2015) осложняется тем, что виды-индексы ПФ представлены, как правило, единичными экземплярами. В Крыму они крайне редки или отсутствуют вовсе, как, например, *Dicarinella concavata/asymetrica* (Маслакова, 1967, 1978). В таких случаях приходится использовать другие таксоны, пользующиеся более широким географическим распространением, как, например, *Contusotruncana fornicata* (Walaszczyk, Peryt, 1998; Кобаевич, 2010; Кобаевич, Vishnevskaya, 2016; Vishnevskaya, Kobaevich, 2020). Другой причиной является несовпадение зональных границ с ярусной границей, если ее принимать по распространению *Marsupites*. Критерии проведения границ также не всегда выглядят однозначно. Выделяемые зоны вполне обоснованно носят названия видов, которые являются наиболее яркими “морфотипами”, характеризующими именно этот стратиграфический интервал. Но в начале своего появления они весьма редки, а первые экземпляры зачастую указываются в составе ассоциаций ПФ предшествующей зоны. Все это существенно осложняет даже выбор положения границы между зонами, а не только их корреляцию. В разрезе Боттаччоне (Италия) (Premoli Silva, Sliter, 1995) подошва кампана соответствует LO *Dicarinella concavata/asymetrica* при постоянном присутствии *Globotruncanita eleva-*

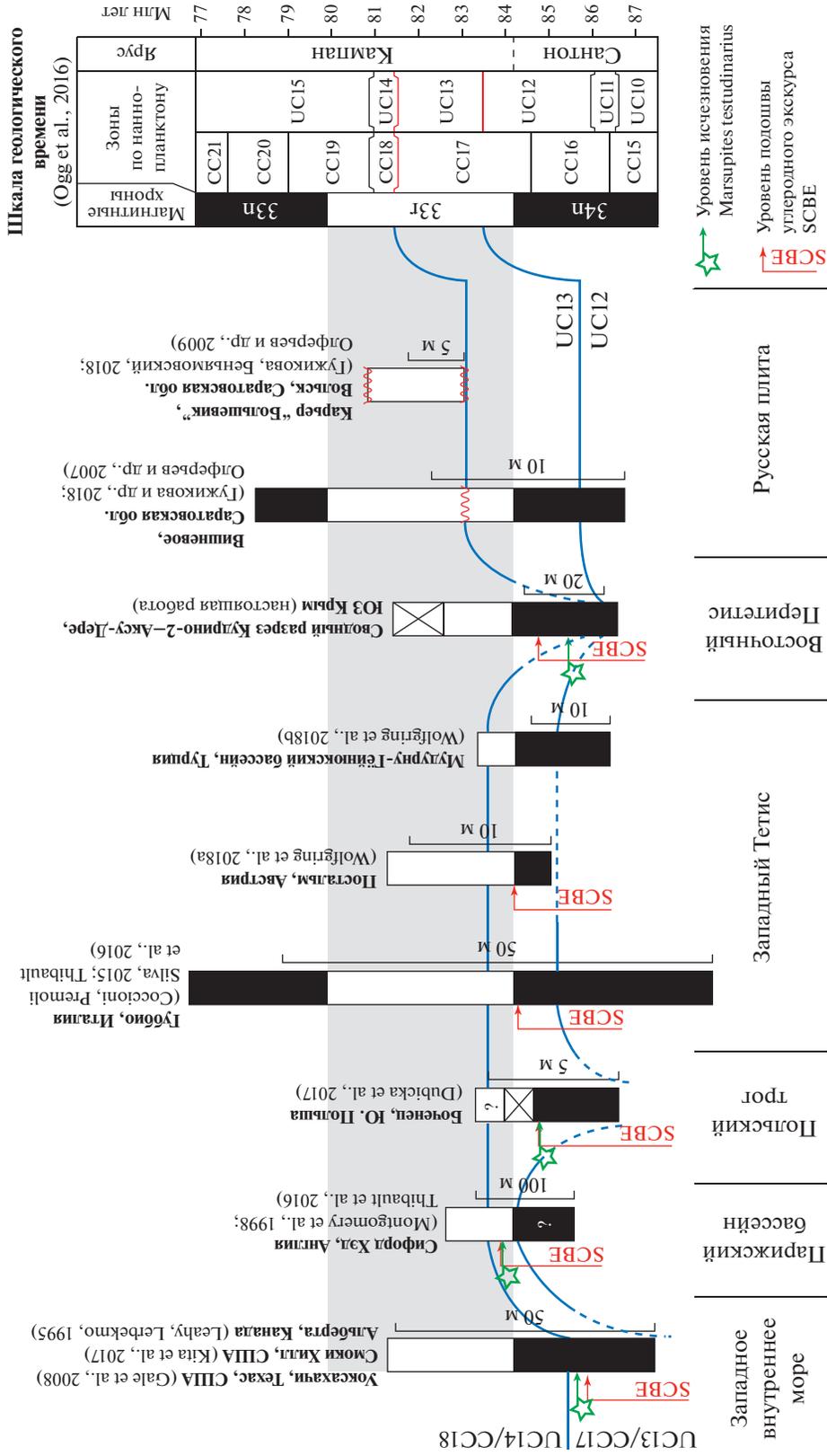


Рис. 8. Результаты калибровки биостратиграфических границ (по наннопланктону и LO M. testudinarius) относительно инверсии 34п–33г и углеродного события SCBE.

ta/stuartiformis, первые экземпляры которых могут появляться в отложениях предшествующей зоны. В разрезе Кудрино-2 граница между ярусами (подошва зоны Gl. elevata) проведена именно по этому признаку в середине подпачки XVIa (рис. 6).

В разрезе Аксу-Дере виды-индексы отсутствуют и зоны выделены на основании вторичных признаков, то есть на основании появления сопутствующих видов. Граница сантона—кампана в этом разрезе может быть проведена по подошве зоны Globotruncana arca, соответствующей по своему объему зоне Gl. elevata (Маслакова, 1978; Брагина и др., 2016; Беньямовский, Копаевич, 2016; Копаевич и др., 2020) (рис. 6).

Бентосные фораминиферы. Подпачки XVb и XVc в разрезе Аксу-Дере содержат комплекс бентосных фораминифер БФАД-4, отвечающий верхнесантонской подзоне Pseudovalvulineria stelligera LC10a по схеме В.Н. Беньямовского (2008), а пачке XVI соответствуют слои БФАД-5 и БФАД-6, сопоставляемые с нижнекампанской зоной Pseudogavelinella clementiana LC12 по схеме В.Н. Беньямовского (2008). Кроме того, в слоях БФАД-5 отмечается совместное присутствие видов Bolivinoides strigillatus (Chapman) и Bolivoides culverensis (Barr), что позволяет соотнести эти слои с нижнекампанской зоной B. culverensis (Walaszczyk et al., 2016). Несмотря на датировки, приведенные в шкалах для Европейской палеогеографической области (Беньямовский, 2008; Walaszczyk et al., 2016) и Южной Англии (Jenkins, Murray, 1989), в пределах Крыма нельзя с уверенностью говорить о раннекампанском возрасте слоев БФАД-5 и БФАД-6, поскольку распространение B. culverensis (Barr) охватывает не только нижний кампан, но и терминальный сантон (Petters, 1977), а Pseudovalvulineria clementiana (d'Orbigny) встречены в марсупитовых, то есть заведомо сантонских, слоях Крыма (Маслакова, 1959). Таким образом, интервал слоев БФАД-5, БФАД-6 относится к пограничному интервалу сантона—кампана, но основание кампана при этом не может располагаться ниже подошвы слоев БФАД-5. Это не противоречит прочим данным, за исключением наннопланктона.

В разрезе Кудрино-2 возраст слоев БФК-1 и БФК-2 определен как позднесантонский, и, следовательно, в сводном разрезе подошва кампана не может располагаться ниже средней части подпачки XVd, что не противоречит данным по БФ в разрезе Аксу-Дере. Слои БФК-3, БФК-4 в разрезе Кудрино-2 соответствуют слоям БФАД-5, БФАД-6 из разреза Аксу-Дере, и, таким образом, граница сантона—кампана может располагаться в интервале от верхов подпачки XVd до кровли пачки XVI (рис. 6).

Диноцисты. Палинологические данные допускают проведение ярусной границы в интерва-

ле от подошвы подпачки XVIa до кровли XVIc, отнесенном, на основании корреляции с опорными английскими разрезами, к терминальной части верхнего сантона—подошве кампана (рис. 6) (см. раздел “Палинология” в (Гужиков и др., 2021)).

Углеродно-изотопная стратиграфия. В разрезе Кудрино-2 при сопоставлении С-изотопных данных с компилятивной кривой $\delta^{13}\text{C}$ (Wendler, 2013) опознается событие SCBE (Santonian—Campanian Boundary Event). Резкое увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ (то есть подошва SCBE) в разрезе Кудрино-2 располагается несколько ниже основания хрона 33г, так же как и на глобальной кривой $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 9). Отметим, что различие между минимумом и максимумом $\delta^{13}\text{C}$ в пределах SCBE практически одинаково (около 0.7‰) в крымском разрезе и на осредненной глобальной кривой $\delta^{13}\text{C}$. Появившиеся после 2013 г. С-хемостратиграфические данные из разных регионов, с разной степенью выразительности, также фиксируют положительный углеродный экскурс вблизи сантонской—кампанской границы (Wolfgring et al., 2018a). При этом значения $\delta^{13}\text{C}$ в австрийском разрезе Постальм (Postalm), как и в разрезе Кудрино—Аксу-Дере Крыма, начинают возрастать несколько ниже подошвы хрона 33г (рис. 8, 9). Дополнительным доказательством валидности С-изотопных данных по сводному разрезу Кудрино—Аксу-Дере служат повышенные значения $\delta^{13}\text{C}$ в подстилающих коньякских отложениях (пачка XI), соответствующие позднеконьякскому или/и среднеконьякскому положительным изотопным экскурсам (рис. 9).

Изотопный экскурс SCBE предложен в качестве одного из маркеров границы сантона—кампана (Gale et al., 1995, 2008), и по этому признаку нижняя граница кампана в разрезе Кудрино-2 находится в пограничном интервале подпачек XVd и XVIa (рис. 6).

Стронциевая изотопная стратиграфия. На глобальной кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в меловом океане граница сантона—кампана приурочена к смене значений с 0.70744—0.70748 на 0.70750—0.70751 (McArthur et al., 2012). Подобное изменение величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ происходит в верхах подпачки XVb в разрезе Аксу-Дере (рис. 5). Уровень этого изотопного перехода близок к подошве наннопланктонной зоны UC13, но располагается ниже уровня исчезновения Marsupites, приуроченного к кровле подпачки XVc (рис. 6). В разрезе Кудрино-2, где Sr был изучен только в вышележащих отложениях (подпачки XVc, XVd и пачка XVI), все образцы формально попадают в область кампанских значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70750—0.70755). Это несколько выше величин, свойственных морской воде в сантонском веке — 0.70740—0.70748 (McArthur et al., 2012). Такое различие, при условии ненарушенности стронциевой изотопной системы, можно интерпретировать как кампанский воз-

раст верхов подпачки XVb и пачки XVc либо как частичную изоляцию палеобассейна во время накопления позднеантонских карбонатных осадков. Последний вариант маловероятен, поскольку, как показывает пример современных внутриконтинентальных морей Средиземноморья, гомогенизация изотопного состава стронция достигается при относительно высокой степени изоляции бассейнов и солености вплоть до 10–18‰ (Кузнецов и др., 2012). Обсуждению проблем возраста отложений и положения ярусной границы в сводном разрезе Кудрино–Аксу-Дере на основе Sr-изотопных данных препятствует отмеченное выше несоответствие изученных образцов геохимическим критериям. Сопоставление полученных определений изотопного состава стронция с аналогичными материалами по разновозрастным отложениям ряда других регионов (например, по опорным разрезам сантона–кампана в австрийских Альпах) затруднено ввиду отсутствия по ним геохимического подтверждения сохранности Sr-изотопных систем (Wagreich et al., 2010; Wolfgring et al., 2018a).

Магнитостратиграфия. Низы сводного разреза Кудрино–Аксу-Дере (пачка XV, подпачка XVIa и низы подпачки XVIb) охвачены нормальной полярностью, а верхи (верхние две трети пачки XVIb, подпачки XVIc, XVI d и, вероятно, пачка XVII) – обратной полярностью. Это согласуется с традиционными представлениями о палеомагнитной структуре пограничного интервала сантона–кампана, отраженными в Шкале геомагнитной полярности – GPTS (Gradstein et al., 2020): согласно им, сантону соответствуют верхи хрона 34n, а основанию кампана – низы 33g (рис. 8). Общепринятой точки зрения на соотношение нижних границ кампанского яруса и магнитного хрона 33g в настоящее время не существует (ввиду того, что GSSP кампана еще не определен). По аналогии с последней версией Шкалы геологического времени (Gradstein et al., 2020), где основание хрона 33g совпадает с подошвой кампана, этот ярусный рубеж в разрезе Кудрино-2 устанавливается внутри подпачки XVIb (уровень между обр. 24 и 25) по нижней границе магнитозоны R1 (рис. 6).

Проблемы глобального трассирования стратиграфических границ в пограничном интервале сантона–кампана и выбора первичного маркера ярусной границы

Морские лилии. Калибровка уровня исчезновения *Marsupites testudinarius* относительно геомагнитной инверсии 34n–33g показывает, что в сводном разрезе сантона–кампана Южной Англии он расположен выше инверсии, в польском разрезе Боченец (Bocieniec) примерно на уровне инверсии, а в Юго-Западном Крыму и Северной Америке ниже палеомагнитной границы (рис. 8).

Следует отметить, что в североамериканских разрезах отмечены находения не самого *Marsupites testudinarius*, а *Marsupites* sp. в комплексе с *Uintacrinus socialis*. Исходя из постулата о глобальной синхронности инверсионных событий, следует заключить, что *M. testudinarius* исчезли в Англии позже, чем в остальных регионах. К сожалению, в Америке находки *Marsupites* и палеомагнитные определения сделаны в разных, удаленных друг от друга разрезах, а о положении подошвы хрона 33g в разрезе Боченец можно судить лишь предположительно, потому что зона обратной полярности обоснована аномальными палеомагнитными направлениями всего с двух уровней. Но исключение этих ненадежных данных не влияет на вывод о том, что уровень LO *M. testudinarius* в Англии моложе, чем в Крыму.

Диахронность LO *M. testudinarius* устанавливается также относительно начала положительного углеродного экскурса SCBE. В сводном разрезе Кудрино–Аксу-Дере пики SCBE-a и SCBE-b опознать невозможно из-за ограниченного числа изотопных определений. Поэтому хемотратиграфическая корреляция проводилась нами не по углеродным максимумам, как это принято, а по характерному возрастанию значений $\delta^{13}\text{C}$, фиксирующему начало события SCBE. В разрезах Сиффорд (Англия), Боченец (Польша) и Уоксахачи (Waxahachie) (Северный Техас) LO *Marsupites* располагается выше уровня, соответствующего началу SCBE, на ~2, ~0.5 и ~8 м соответственно, а в Юго-Западном Крыму – минимум на 6 м ниже изотопного репера (рис. 6). Таким образом, результаты калибровок, проведенных независимыми способами (по геомагнитной инверсии и изотопному событию), приводят к одинаковому выводу: в Крыму *M. testudinarius* исчезли раньше, чем в Англии.

В Англии уровни исчезновения марсупитов и начала SCBE моложе геомагнитной инверсии на ~450 тыс. лет (временной интервал, эквивалентный продолжительности зоны *M. testudinarius* и части зоны *Uintacrinus socialis* или наннопланктонной подзоны UC13ii), согласно результатам астрохронологической калибровки разреза Сиффорд (Thibault et al., 2016).

В Техасе время, прошедшее после начала углеродного события и до исчезновения марсупитов, меньше длительности наннопланктонной подзоны UC13a (Gale et al., 2008) (~0.5 млн лет, если предположить, что длительность всех трех подзон примерно одинакова), то есть порядка первых сотен тысяч лет.

В разрезе Кудрино–Аксу-Дере интервалу от исчезновения *M. testudinarius* до начала углеродного экскурса и геомагнитной инверсии соответствует только часть наннопланктонной подзоны UC14a. Если ориентироваться на GTS-2016 (Ogg

et al., 2016), в которой продолжительность зоны UC14 ~200 тыс. лет, то длительность каждой из четырех наннопланктонных подзон составит не более 50 тыс. лет. Эта оценка является верхним пределом длительности временного сдвига между LO M. testudinarius и началом SCBE (или между LO M. testudinarius и геомагнитной инверсией) в Крыму.

Полученные нами оценки диахронности, возникающей при глобальном прослеживании уровня вымирания Marsupites, весьма приблизительны. Тем не менее они подтверждают сомнения в надежности вымирания, как маркирующего события для определения стратиграфических границ, отраженного в правилах выбора лимитотипа (Дополнения..., 2000; Remane et al., 1996). В любом случае, неустранимыми недостатками уровня исчезновения M. testudinarius, как главного признака для определения нижней границы кампана, остаются относительно ограниченный ареал и редкая встречаемость этого вида (см. раздел “Иглокожие” в (Гужиков и др., 2021)).

Наннопланктон. Результаты палеомагнитной калибровки наннопланктонных зон, выделенных в разрезах разных регионов (рис. 8), на наш взгляд, свидетельствуют о непригодности известковых наннофоссилий в качестве первичных маркеров подошвы кампанского яруса. Обращает на себя внимание, что границы зон могут быть изохронны в пределах одного палеобассейна, например Западного Тетиса. Но при прослеживании в другие регионы (например, от Западного Внутреннего бассейна (Western Interior) к Тетису или от Западного Тетиса к Восточному Перитетису) диахронность границы зон UC13–UC14 (CC17–CC18) относительно геомагнитной инверсии документируется однозначно (рис. 8). Диахронность границы UC12–UC13 фиксируется при сопоставлении с GTS-2016 (Ogg et al., 2016), однако ее трудно комментировать, потому что непонятен механизм калибровки последовательности зон по наннопланктону с палеомагнитной шкалой. Указание на то, что результаты этой калибровки утверждены на заседании рабочей группы по поздне меловым фоссилиям в Лондоне в 2011 г. (Ogg, Hinnov, 2012), не проясняет ситуации.

Независимо разновозрастность бореальных и тетических зон по наннопланктону в пограничном интервале сантона–кампана была установлена по результатам комплексного изучения разреза Шахнешин (Shahneshin) в Иране и трассирования сантонской–кампанской границы от Северо-Западной Европы до Загроса по данным углеродной изотопии (Razmjooei et al., 2014). Оценка временного сдвига при прослеживании границ наннопланктонных зон в разных палеобиогеографических провинциях, полученная и нами, и исследователями иранского разреза, состав-

ляет несколько миллионов лет. Подобная диахронность неприемлема для стратиграфии сантона, имеющего продолжительность около 2 млн лет (Gradstein et al., 2020). Несмотря на то, что стратификация разреза Шахнешин в настоящее время пересмотрена в пользу изохронности события появления (FO) Broinsonia parca parca, маркирующего подошву наннопланктонной зоны UC14 (Razmjooei et al., 2020), возможность подобных ошибок предостерегает от выбора наннопланктонных событий в качестве главных маркеров при глобальном прослеживании нижней границы кампана.

Планктонные фораминиферы. По современным представлениям, рубеж между сантоном и кампаном близок к границе между зонами Dicarinella asymetrica и Globotruncanita elevata (Ogg et al., 2016). По результатам палеомагнитной калибровки (рис. 10), диахронность границы зон D. asymetrica и Gl. elevata относительно геомагнитной инверсии невелика. Повсеместно она приурочена либо к верхам хрона 34n, либо к низам хрона 33r, а в разрезе Губбио (Gubbio) практически совпадает с уровнем геомагнитной инверсии (рис. 10).

Однако использование ПФ в качестве одного из главных маркеров границы сантона–кампана сильно осложняется при исследованиях в тех регионах, где руководящие виды не встречаются или встречаются крайне редко. В разрезе верхнего мела Туаркыра (Туркменистан) граница сантонского и кампанского ярусов, приуроченная к средней части хрона 33r, обоснована Л.Ф. Копаевич по планктонным фораминиферам (Гужиков и др., 2003), но при этом не были обнаружены виды D. asymetrica и Gl. elevata. По результатам магнитохронологической калибровки следует заключить, что установленные по ПФ нижние границы кампана в Северном Средиземноморье и на Туранской плите разнятся по времени на порядок первых млн лет (рис. 10). Комплексы ПФ, выявленные в имеющих палеомагнитную характеристику разрезах сантона–кампана Русской плиты – с. Вишнево (Гужикова и др., 2018) и карьера “Большевик” в Вольске (Гужикова, Беньямовский, 2018), не представляется пока возможным сопоставить со стандартной последовательностью тетических зон по ПФ (рис. 10).

Таким образом, в настоящее время планктонные фораминиферы вряд ли можно рассматривать как один из главных маркеров подошвы кампана в глобальном масштабе. С этим приходится сталкиваться постоянно, так как ПФ весьма зависимы от характера водных масс: температуры, глубины, солености, удаленности от береговой линии и т.д. (Копаевич, Вишнево, 2016; Копаевич, Горбачик, 2017).

Бентосные фораминиферы. Организмы, ведущие придонный образ жизни, сильнее зависят от

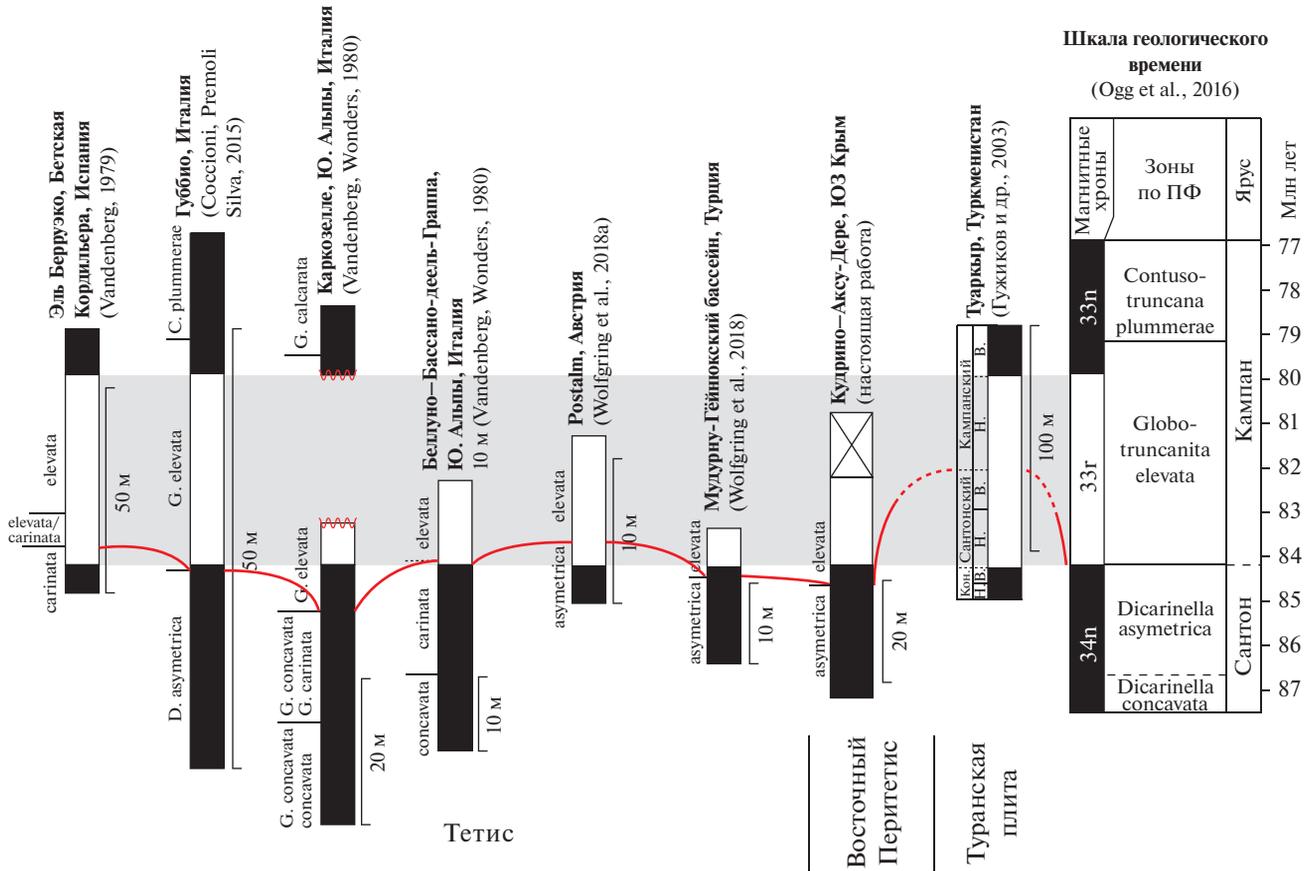


Рис. 10. Результаты палеомагнитной калибровки биостратиграфических границ, обоснованных по планктонным фораминиферам.

фациальных условий, чем планктонные, и поэтому обоснованные по ним границы стратиграфических подразделений ожидаемо диахронны относительно инверсионного уровня в разных регионах (рис. 11). Разное положение уровня появления *P. clementiana* (о чем говорилось выше), с которым связана подошва одноименной зоны нижнего кампана, в разных регионах можно объяснить миграцией вида, начавшейся с юга. В Крыму этот вид установлен в марсупитовых слоях сантона (Маслакова, 1959), а на Русской плите он является маркером нижнего кампана (Беньямовский, 2008), что подтверждает тенденцию проникновения *P. clementiana* в северные широты с юга.

Корреляция зональных шкал по БФ разных регионов приводит к заключению о наличии перерыва в разрезе Кудрино-2, эквивалентного по объему одной или нескольким зонам из схем по БФ, используемых в Англии, Польше и в европейской части России (рис. 11). Это представляется сомнительным, потому что уровень предполагаемого перерыва приходится на середину подпачки XVd (рис. 6), внутри которой видимых следов перерыва не замечено. Более вероятно, что использование зональных схем по БФ эффективно только в пределах

определенных палеобиогеографических провинций, а при сопоставлении различных палеобассейнов в лучшем случае могут быть прослежены только отдельные уровни, например подошва *P. clementiana*.

В целом вопрос о значимости данных по БФ для глобальных корреляций остается открытым, но на данный момент рассматривать БФ в качестве ведущих маркеров нижней границы кампана преждевременно.

Диноцисты. Первые детальные сводки по уровням появления и исчезновения ключевых видов диноцист в верхнем мелу в различных полушариях Земли приведены в работах (Foucher, Monteil, 1998; Williams et al., 2004). В отличие от наннопланктона и планктонных фораминифер, по диноцистам не существует стандартной зональной шкалы. Это обусловлено тем, что их стратиграфическое распространение зависит от физико-химических характеристик водных масс, а также схемы циркуляции поверхностных вод (Norris, 1975; Davies, Norris, 1980; Lentin, Williams, 1980; Williams et al., 1990, 2004; Mudie, 1992; Arai et al., 2000; Лебедева, 2006), поэтому диапазоны

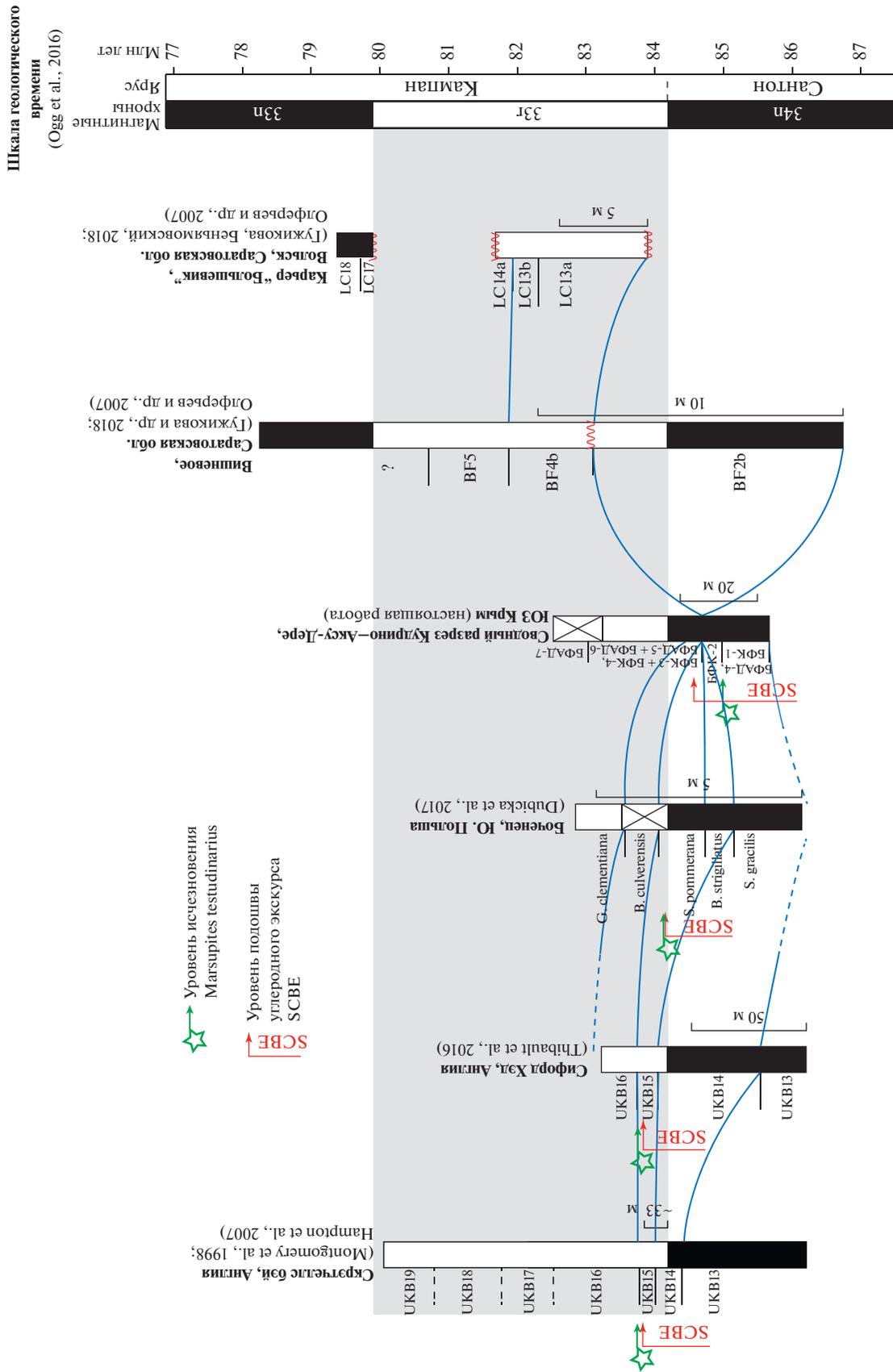


Рис. 11. Результаты палеомагнитной калибровки биостратиграфических границ, обоснованных по бентосным фораминиферам.

видов различны в низких, средних и высоких широтах.

Несмотря на значительный прогресс в изучении верхнемеловых динофлагеллат (Aurisano, 1989; Prince et al., 1999; Ghasemi-Nejada et al., 2006; Davtalab et al., 2018; Razmjooei et al., 2018; Pearce et al., 2020), результатов детальных комплексных стратиграфических исследований ассоциаций сантонских—кампанских диноцист, совместно с ортостратиграфическими группами фауны, изотопными и палеомагнитными данными, не так много. В одной из наиболее полных сводок (Pearce et al., 2020) проведена оценка стратиграфического и палеогеографического распределения ключевых видов диноцист на рубеже сантона и кампана совместно с другими био- и изотопными событиями. Были подтверждены закономерности палеоширотного распространения диноцист: многие виды ограничены Северным полушарием или конкретными климатическими поясами, лишь некоторые оказываются космополитами. Большинство межрегиональных биособытий по диноцистам выявлено для Северо-Западной Европы, что в целом объясняется ее более детальной изученностью. Из 13 диноцистовых уровней для позднесантонского—раннекампанского времени, потенциально рассматриваемых как межрегиональные стратиграфические реперы, только исчезновение *Heterosphaeridium difficile* имеет субглобальное распространение. Возраст данного события устанавливается как 84.61 млн лет (Pearce et al., 2020), что близко к возрасту основания кампана, оцениваемого в последнем варианте шкалы геологического времени (GTS-2020) как 83.7 ± 0.5 млн лет (Gradstein et al., 2020).

Хемо- и магнитостратиграфия. Изотопно-стратиграфические и палеомагнитные реперы изохронны в глобальном масштабе и, в силу этого, используются для калибровки биостратиграфических границ в разных регионах. Теоретически хемо- и магнитостратиграфические характеристики могут быть получены повсеместно, но практически этому препятствуют разнообразные факторы, влияющие на сохранность первичных сигналов.

Как было показано, положения нижней границы кампана, определяемые разными методами, не только не совпадают между собой в Юго-Западном Крыму, но даже с помощью одного и того же метода могут определяться по-разному, потому что трассирование границы зависит от выбора шкалы или опорного разреза.

Подобные расхождения являются следствием диахронности биостратиграфических границ. Поэтому для изохронной корреляции стратиграфических границ должны привлекаться непалеонтологические признаки. В качестве главного критерия для обоснования уровня нижней границы кампана целесообразно использовать основа-

ние магнитного хрона 33г, что неоднократно предлагалось авторами Шкалы геологического времени (Ogg et al., 2016; Gradstein et al., 2020) и другими исследователями (Wolfgring et al., 2018a, 2018b; Гужиков и др., 2020 и др.), и положительный углеродный экскурс SCBE.

Палеомагнитный критерий представляется нам более предпочтительным. Вариации стабильных изотопов в пограничном интервале сантона—кампана разных регионов, как показывает опыт, могут сильно различаться. Например, изотопные события (SCBE, MCE, LCE) нельзя однозначно идентифицировать в Иране (Razmjooei et al., 2014, 2018, 2020), причем исследователи разреза Шахншин не связывают эти расхождения с эпигенетическими изменениями и техническими причинами, а допускают их обусловленность особенностями эволюции Загросского бассейна (Razmjooei et al., 2020). Уровни же геомагнитных инверсий по своей природе обладают безусловной глобальной изохронностью.

Выбор геомагнитной инверсии в качестве маркера нижней границы кампанского яруса допускается правилами выбора лимитотипа (Дополнения..., 2000). Важно подчеркнуть, что палеомагнитный признак предлагается для обоснования уровня границы, но не для определения пограничного интервала сантона—кампана. Магнитостратиграфический метод не пригоден для самостоятельного датирования пород, и его эффективность проявляется только при условии синтеза палеонтологических и физико-химических данных.

*Сводный разрез Кудрино—Аксу-Дере —
возможный кандидат в лимитотипы
нижней границы кампанского яруса*

По результатам палеонтологических, седиментологических и физико-химических исследований установлено, что пограничный интервал сантона—кампана в окрестностях с. Кудрино представлен весьма полно. Наличие перерывов в осадконакоплении и конденсации в подпачках XVb—XVIa в разрезе Аксу-Дере компенсируются присутствием аналогов этого интервала в разрезе Кудрино-2 (рис. 6, 12). В обоих разрезах отсутствуют тектонические нарушения и сильные диагенетические изменения.

Сводный разрез Кудрино—Аксу-Дере охарактеризован разнообразными палеонтологическими остатками макро- и микроорганизмов, представлен карбонатными фациями, соответствующими условиям открытого моря шельфового типа, благоприятным для стратиграфических корреляций. В нем зафиксировано большинство биотических событий, рассматриваемых в настоящее время в качестве потенциальных критериев нижней границы кампанского яруса, а именно (рис. 12):

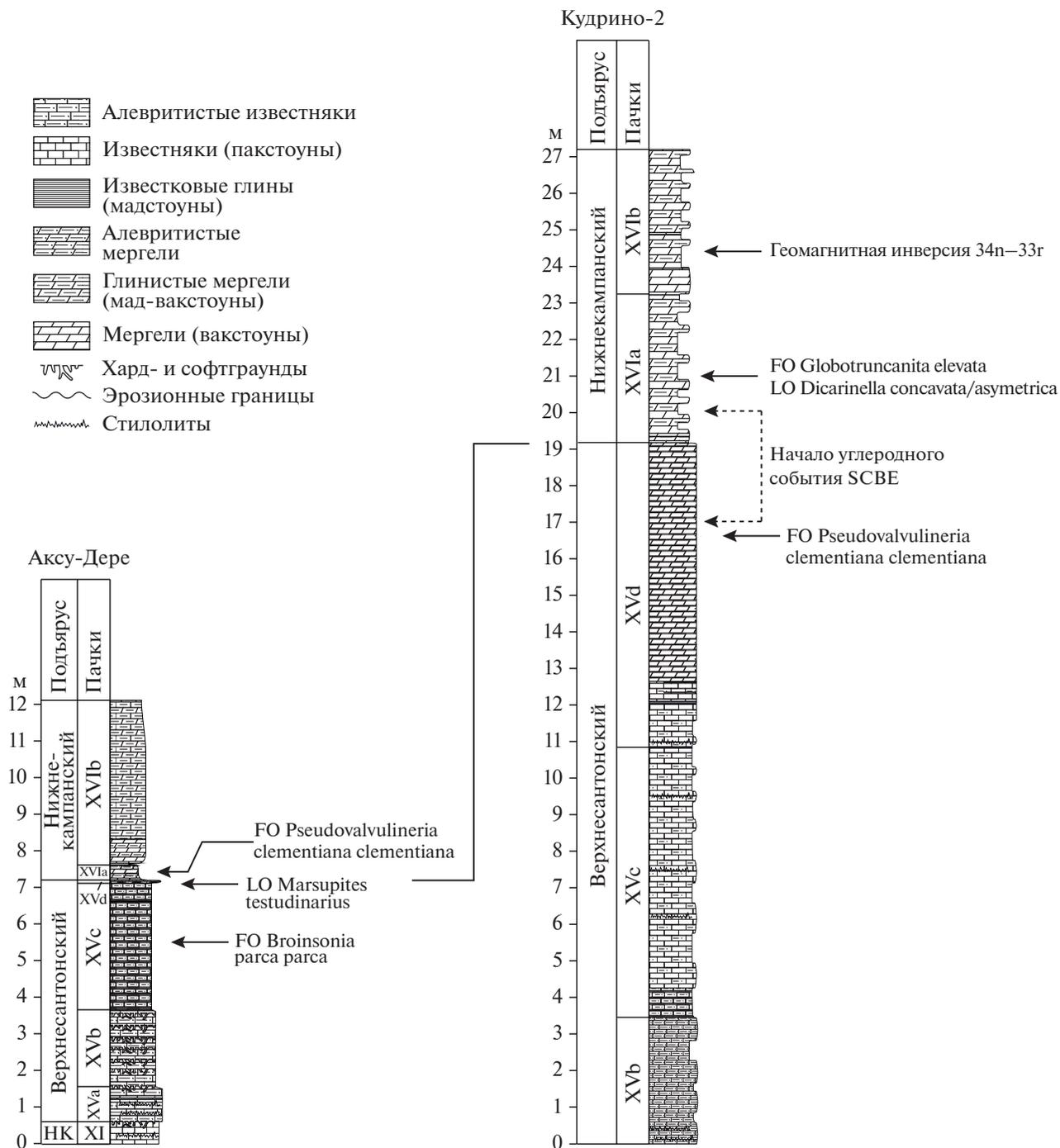


Рис. 12. Последовательность событий в пограничном интервале сантона–кампа разрезв Кудрино-2 и Аксу-Дере.

- уровень LO криноидей *M. testudinarius*;
- FO *B. parca parca* (основание зоны UC14/CC18 по наннопланктону);
- LO *D. concavata/asymetrica* при постоянном присутствии *Gl. elevata/stuartiformis* (основание зоны *Gl. elevata* по ПФ).

Породы пригодны для магнито- и хемотратиграфического изучения. В сводном разрезе выде-

лены две магнитозоны – прямой и обратной полярности. Магнитозона обратного знака однозначно идентифицируется как аналог хрона 33r, поскольку другие хроны обратной полярности вблизи границы сантона и кампа отсутствуют. Характеристических компонент намагниченности, соответствующих обратной полярности, в чистом виде выделить пока не удалось, но существует высокая вероятность того, что увеличение детально-

сти опробования и повторный отбор ориентированных образцов на значительном удалении от дневной поверхности позволят получить более надежную палеомагнитную характеристику разреза.

Вариации $\delta^{13}\text{C}$ по разрезу четко фиксируют событие SCBE, несмотря на рекогносцировочный характер данных, что позволяет обоснованно рассчитывать в перспективе на получение более детальной изотопной характеристики.

Геомагнитная инверсия 34n–33g и положительный углеродный экскурс SCBE могут рассматриваться как главные индикаторы нижней границы кампана среди абиотических событий.

Таким образом, сводный разрез Кудрино–Аксу–Дере отвечает практически всем требованиям, предъявляемым к лимитотипу яруса, в том числе к его расположению в доступном для посещения районе (Remane et al., 1996). Главные кандидаты на роль GSSP кампана в Северном Техасе и Южной Англии (stratigraphy.org) превосходят пока крымский разрез в плане детальности биостратиграфических характеристик, но эта разница представляется не принципиальной. В ближайшей перспективе она может быть ликвидирована за счет более детального и интенсивного изучения, потому что по разнообразию ископаемых остатков пограничный интервал сантона–кампана Юго-Западного Крыма сопоставим с возрастными аналогами в Техасе и Англии. В плане возможностей хемотратиграфического изучения российский разрез не уступает своим американским и британским аналогам, а с точки зрения палеомагнитной пригодности превосходит их. Несмотря на пока недостаточно хорошее качество палеомагнитных данных в Крыму, палеомагнитная характеристика сантона–кампана Южной Англии (Montgomery et al., 1998) выглядит еще более проблематичной, ее магнитостратиграфическая интерпретация до сих пор является предметом дискуссий (Razmjooei et al., 2014, 2018; Thibault et al., 2016). Палеомагнитные данные по разрезу Уоксахачи в Техасе (Gale et al., 2008) отсутствуют вовсе.

ВЫВОДЫ

Главные результаты комплексных исследований сводного разреза Кудрино–Аксу–Дере следующие:

1. Существенно дополнена палеонтологическая и биостратиграфическая характеристика пограничного интервала сантона–кампана Юго-Западного Крыма. Установлены последовательности зон по наннопланктону: UC12, UC13 и UC14 (подзоны UC14a и UC14b) и планктонным фораминиферам: *C. fornicata*, *D. asymetrica*, *Gl. elevata*–*Gl. arca*, *Gl. ventricosa*; слоев с комплексами бентосных фораминифер, характерных для верхнего санто-

на–нижнего кампана Русской плиты и других регионов. Впервые получены палинологические данные и установлена идентичность комплексов диноцист в изученных отложениях и пограничном интервале сантона–кампана Западной Европы.

В сводном разрезе зафиксированы важнейшие биотические события, маркирующие границу сантона–кампана: *LO* криноидей *Magnipites testudinarius*, *FO V. parca parca* (основание зоны UC14/CC18 по наннопланктону) и *LO D. concavata/asymetrica* при постоянном присутствии *Gl. elevata/stuartiformis* (основание зоны *Gl. elevata* по ПФ).

2. Впервые для сантонских и нижнекампанских отложений Юго-Западного Крыма получены палеомагнитная характеристика и данные по стабильным изотопам углерода, кислорода и стронция.

Установлены магнитозоны прямой и обратной полярности – аналоги хронов 34n и 33g. Уровень геомагнитной инверсии 34n–33g в сводном разрезе Кудрино–Аксу–Дере расположен несколько выше *LO M. testudinarius*, но при этом очень близок к положению подошвы кампана, устанавливаемой по планктонным фораминиферам.

К пограничному интервалу сантона–кампана, обоснованному по фораминиферам и диноцистам, приурочен и положительный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ (до 0.7‰), предположительно соответствующий событию SCBE.

Sr-изотопная характеристика фиксирует возрастание отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вверх по разрезу от 0.70741–0.70748 до 0.70750–0.70753, сходное с изменением, которое маркирует границу сантона и кампана на глобальной кривой вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (McArthur et al., 2012). Этот изотопный переход располагается стратиграфически ниже как уровня исчезновения *M. testudinarius*, предлагаемого в качестве главного признака для определения подошвы кампана, так и появлений типично кампанских комплексов фораминифер. Однако обсуждение разногласий в установлении положения ярусной границы, определяемой по данным стронциевой стратиграфии и других методов, преждевременно из-за возможного нарушения Sr-изотопных систем в изученных образцах за счет взаимодействия пород с поверхностными водами. Не исключено, что более адекватные оценки отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ удастся получить по образцам, извлеченным на значительном удалении от дневной поверхности, или по белемнитам и другим ископаемым остаткам, как наиболее пригодным для оценок изотопного состава стронция морской воды (Jones et al., 1994; Кузнецов и др., 2017, 2018).

3. Проведены калибровки палеонтологических реперных уровней относительно уровней геомагнитной инверсии 34n–33g и изотопного события SCBE. Показано, что временной сдвиг

стратиграфических границ, обоснованных по наннопланктону, в удаленных регионах может иметь порядок 10^6 лет.

Подощву кампанского яруса предлагается определять по основанию магнитного хрона 33г — маркеру, позволяющему наиболее точно синхронизировать ярусную границу в разных регионах.

4. Пограничное сантонское—кампанское изотопное событие SCBE на территории Юго-Западного Крыма обусловлено развитием трансгрессии, которой предшествовало падение уровня моря и похолодание вод. Положительный пик $\delta^{13}\text{C}$ практически совпадает с возрастанием в разрезе роли примеси пирокластического материала, связанным с активизацией вулканизма вдоль пояса Средна-Гора—Понтиды—Транскавказье (Никишин и др., 2013) на рубеже сантонского и кампанского веков.

5. По полноте пограничного интервала сантона—кампана, разнообразию палеонтологических остатков, пригодности отложений для магнито- и хемотратиграфического изучения, а также по доступности для посещения сводный разрез Кудрино—Аксу-Дере сопоставим с кандидатами в GSSP нижней границы кампана в Северном Техасе и Южной Англии. Поэтому потенциально он также может претендовать на роль кандидата в лимитотипы или дополнительного (auxiliary) разреза подошвы кампанского яруса.

Для подготовки представления разреза Кудрино—Аксу-Дере в качестве GSSP в Международную комиссию по стратиграфии необходимо продолжить работы по его комплексному изучению. Полученные рекогносцировочные результаты позволяют обоснованно рассчитывать на то, что по мере детализации исследований крымский разрез будет не уступать, а по ряду показателей превосходить американские и британские аналоги с точки зрения требований, предъявляемых к выбору точки глобального стратотипа.

Следует также продолжить поиски более хорошо экспонированных и не менее полных разрезов в междуречье Качи и Бельбека.

Благодарности. Авторы благодарны А.Г. Маникину, В.А. Грищенко, Е.В. Наумову (СГУ) и Д.С. Болотовой (МГУ) за участие в полевом изучении разреза; В.Э. Павлову, Р.В. Веселовскому, Г.П. Маркову и другим сотрудникам лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН за предоставление возможности измерений на криогенном магнитометре; Д.К. Нургалиеву, Д.М. Кузиной (КФУ) и А.М. Суринскому (СГУ) за содействие в работе на коэрцитометре; О.В. Волиной (МАСВ СПбГУ) за помощь в атомно-эмиссионном анализе, И.В. Смолевой (ЦКП “Геонаука”, ИГ Коми НЦ УрО РАН) за анализ стабильных изотопов.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00784-а). Определения бентосных фораминифер выполнены И.П. Рябовым за счет гранта РНФ (проект № 20-77-00028). Результаты исследований планктонных фораминифер получены за счет средств РФФИ (проект № 18-05-00503-а). Изучение ихнофоссилий и определения головоногих моллюсков выполнены Е.Ю. Барабошкиным в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабошкин Е.Ю., Фокин П.А.* Находки головоногих моллюсков из пограничного сантон-кампанского интервала разреза Аксудере (Горный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. С. 77–84.
- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Фомин В.А., Покровский Б.Г., Грищенко В.А., Маникин А.Г., Наумов Е.В.* Новые седиментологические, магнито-стратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана—маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 125–170.
- Беньямовский В.Н.* Схема инфразонального расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон—маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 62–74.
- Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф.* Коньяк-кампанский разрез Алан-Кыр, Горный Крым: аспекты биостратиграфии и палеобиогеографии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 2. С. 3–17.
- Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Копеевич Л.Ф.* Радиоларии и фораминиферы из коньяка—кампана разреза Алан-Кыр, Горный Крым, Россия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 44–53.
- Буров Б.В., Ясонов П.Г.* Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та, 1979. 168 с.
- Гужиков А.Ю.* О решении “неразрешимых” стратиграфических задач (комментарии к статье В.Ю. Брагина, О.С. Дзюбы, А.Ю. Казанского и Б.Н. Шурыгина “Новые данные по магнито-стратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири)”) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 456–462.
- Гужиков А.Ю., Федулеев Д.В.* Палеомагнетизм коньякских—сантонских отложений ЮЗ Крыма // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы XXV юбилейной Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород (с международным участием), Москва—Борок, 25–29 сентября 2019 г. Отв. ред. Шербаков В.П. Москва—Ярославль: Филигрань, 2019. С. 103–108.
- Гужиков А.Ю., Молоствовский Э.А., Назаров Х., Фомин В.А., Барабошкин Е.Ю., Копеевич Л.Ф.* Магнито-стратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы // Физика Земли. 2003. № 9. С. 31–44.
- Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Ю.* Новые седиментологические, магнито-стратиграфические

- ские и палинологические данные для разреза верхнего мела Алан-Кыр (Центральный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 6. С. 24–34.
- Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Ю., Рябов И.П., Устинова М.А. Новые данные по био- и магнитостратиграфии пограничного интервала сантона–кампана ЮЗ Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Десятого Всероссийского совещания, Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МАОБТИ”, 2020. С. 76–80.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копавич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере, Юго-Западный Крым: проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 4. С. 71–117.
- Гужикова А.А. Первые магнитостратиграфические данные по маастрихту Горного Крыма (Бахчисарайский район) // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Серия: Науки о Земле. 2019. Т. 18. Вып. 1. С. 41–49.
- Гужикова А.А., Беньямовский В.Н. Магнитостратиграфия кампана–маастрихта по разрезам Поволжья (вблизи г. Вольск) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 3. С. 346–356.
- Гужикова А.А., Гужиков А.Ю., Грищенко В.А., Маникин А.Г. Магнитостратиграфия верхнего мела Нижнего Поволжья // Проблемы геокосмоса. Материалы 12-й Международной школы-конференции, Санкт-Петербург, Петергоф, 8–12 октября 2018 г. Отв. ред. Бобров Н.Ю., Золотова Н.В., Костеров А.А., Яновская Т.Б. СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. С. 78–83.
- Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
- Зубов А.Г., Кирьянов В.Ю. О возможности использования термомагнитных параметров для идентификации вулканических пеплов // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Отв. ред. Иванов Б.В. Петропавловск-Камчатский: ГЕОС, 2001. С. 267–273.
- Копавич Л. Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 5. С. 40–52.
- Копавич Л.Ф., Алексеев А.С. Нина Ивановна Маслакова и развитие зональной шкалы верхнего мела юга Европы по планктонным фораминиферам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. С. 3–13.
- Копавич Л.Ф., Вишневская В.С. Распределение водных масс и динамика палеогеографии Крымско-Северо-Кавказского региона в позднем мелу // Палеонтология. Стратиграфия. Астробиология. К 80-летию А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2016. С. 243–256.
- Копавич Л.Ф., Горбачик Т.Н. Морфология раковины меловых планктонных фораминифер как инструмент для моделирования палеообстановок // Палеонтол. журн. 2017. № 1. С. 3–15.
- Копавич Л.Ф., Прошина П.А., Рябов И.П., Овечкина М.Н., Гречихина Н.О. Новые микропалеонтологические дан- ные о положении границы сантона и кампана в разрезе Алан-Кыр (Центральный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 43–50.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb–Pb возраст // Литология и полезн. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. Sr- и С-изотопная хемостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хемостратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.
- Кузнецов А.Б., Изох О.П., Дзюба О.С., Шурыгин Б.Н. Изотопный состав Sr в белемнитах из пограничных отложений юры и мела (р. Маурынья, Западная Сибирь) // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 4. С. 455–460.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- Лебедева Н.К. Диноцисты и биостратиграфия верхнемеловых отложений севера Сибири. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГНИГ СО РАН, 2006. 395 с.
- Маслакова Н.И. Крым // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Ред. Москвина М.М. М.: Гостехиздат, 1959. С. 60–84.
- Маслакова Н.И. Глоботрунканиды и их стратиграфическое значение для верхнемеловых отложений Крыма, Кавказа и Советских Карпат. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 39 с.
- Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 168 с.
- Михайлов Г.Г., Леонович Б.И., Кузнецов Ю.С. Термодинамика металлургических процессов и систем. М.: ИД МИСиС, 2009. 519 с.
- Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1997. 180 с.
- Никишин А.М., Хотылев А.О., Бычков А.Ю., Копавич Л.Ф., Петров Е.И., Янаскурт В.О. Меловые вулканические пояса и история формирования Черноморского бассейна // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2013. № 2. С. 6–18.
- Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Иванов А.В., Копавич Л.Ф., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Тесакова Е.М., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 1. Разрез у д. Вишневое. Лито- и биостратиграфический анализ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 6. С. 62–109.
- Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.И., Сельцер В.Б., Харитонов В.М. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 2. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера

- “Большевик” в окрестностях Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. № 4. С. 29–46.
- Печерский Д.М., Сафонов В.А.* Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре—раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Петров О.Л., Колесникова А.А.* С-, О-, Sr- изотопная хемотратиграфия переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию, р. Олекма, западный склон Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 26–40.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Пискунов В.К.* Стронциевая изотопная хемотратиграфия верхнеюрских карбонатных отложений плато Демерджи (Горный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 52–65.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г.* Sr- и С-хемотратиграфия отложений карбонатной платформы в задуговом бассейне северной окраины Тетиса (поздняя юра Горного Крыма) // Литология и полезн. ископаемые. 2017. № 6. С. 58–77.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В.* Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
- Фокин П.А., Конаевич Л.Ф., Устинова М.А., Косоруков В.Л.* Пограничные отложения сантона и кампана в разрезе Аксудере (Крым, Бахчисарайский район) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всеросс. совещ., Белгород, 17–21 сентября 2018 г. Ред. Барабошкин Е.Ю. Белгород: ПОЛИТЕРРА, 2018. С. 278–282.
- Aquit M., Kuhnt W., Holbourn A., Chellai E.H., Lees J.A., Kluth O., Jabour H.* Complete archive of late Turonian to early Campanian sedimentary deposition in newly drilled cores from the Tarfaya Basin, SW Morocco // Bull. Geol. Soc. Am. 2017. V. 129. P. 137–151.
- Arai M., Neto J.B., Lana C.C., Pedrao E.* Cretaceous dinoflagellate provincialism in Brazilian marginal basins // Cretaceous Res. 2000. V. 21. Iss. 2–3. P. 351–366.
- Aurisano R.W.* Upper Cretaceous dinoflagellate biostratigraphy of the subsurface Atlantic coastal plain of New Jersey and Delaware, U.S.A // Palynology. 1989. V. 13. № 1. P. 143–179.
<https://doi.org/10.1080/01916122.1989.9989359>
- Besse J., Courtillot V.* Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2002. V. 107 (11). P. 1–31.
- Caron M.* Cretaceous planktic foraminifera // Plankton stratigraphy. Eds. Bolli H.M., Saunders J., Persh-Nielsen K. Cambridge Univ. Press, 1985. P. 17–86.
- Chadima M., Hroudá F.* Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Coccioni R., Premoli Silva I.* Revised Upper Albian–Maastriichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newslett. Stratigr. 2015. V. 48. P. 47–90.
- Davies E.H., Norris G.* Latitudinal variations in encystment modes and species diversity in Jurassic dinoflagellates // The Continental Crust and its Mineral Deposits. Ed. Strangway D.W. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 1980. V. 20. P. 361–373.
- Davtalab E., Vahidinia M., Ghasemi-Nejad E., Ashouri A.* Planktonic foraminifera and dinoflagellate cysts, Upper Cretaceous Abderaz Formation, Koppeh-Dagh Basin, NE Iran // Stratigraphy. 2018. V. 15. № 1. P. 47–66.
<https://doi.org/10.29041/strat.15.1.47-66>
- Dubicka Z., Jurkowska A., Thibault N., Razmjooei M.J., Wójcik K., Gorzelak K., Felisiak I.* An integrated stratigraphic study across the Santonian/Campanian boundary at Bocieniec, southern Poland: a new boundary stratotype candidate // Cretaceous Res. 2017. V. 20. P. 61–85.
- Dunlop D.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) I. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B3. 2056.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
- Foucher J.-C., Monteil E.* Dinoflagellate cysts // Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. Eds. Graciansky P.-C. de, Vail P., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P. SEPM Spec. Publ. 1998. № 60. Ch. 5.
- Gale A.S., Montgomery P., Kennedy W.J., Hancock J.M., Burnett J.A., McArthur J.M.* Definition and global correlation of the Santonian–Campanian Boundary // Terra Nova. 1995. № 7. P. 611–622.
- Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy J.W., Petrizzo M.R., Lees J., Walaszczyk I., Wray D.* An integrated study (geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, nannofossils, planktonic foraminifera, inoceramid bivalves, ammonites and crinoids) of the Waxahachie Dam Spillway section, north Texas: a possible boundary stratotype for the base of the Campanian Stage // Cretaceous Res. 2008. V. 29. № 1. P. 131–167.
- Ghasemi-Nejada E., Hobbi M.H., Schioler P.* Dinoflagellate and foraminiferal biostratigraphy of the Gurpi Formation (upper Santonian–upper Maastriichtian), Zagros Mountains, Iran // Cretaceous Res. 2006. V. 27. Iss. 6. P. 828–835.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G. M.* Geologic Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. 1357 p.
- Hampton M.J., Bailey H.W., Gallagher L.T., Mortimore R.N., Wood C.J.* The biostratigraphy of Seaford Head, Sussex, southern England; an international reference section for the basal boundaries for the Santonian and Campanian Stages in chalk facies // Cretaceous Res. 2007. V. 28. P. 46–60.
- Hancock J.M., Gale A.S., Gardin S., Kennedy W.J., Lamolda M.A., Matsumoto T.M., Naidin D.P.* The Campanian Stage // Proc. Second Int. Symp. on Cretaceous Stage Boundaries. Eds. Rawson P.F., Dhondt J.M., Hancock J.M., Kennedy W.J. Bull. de l’Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 1996. V. 66 (Suppl.). P. 103–109.
- Jackson M., Bowles J.A.* Curie temperatures of titanomagnetite in ignimbrites: effects of emplacement temperatures, cooling rates, exsolution, and cation ordering // Geochem. Geophys. Geosyst. 2014. V. 15. P. 4343–4368.
- Jenkins D.G., Murray J.W. (Eds.).* Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera. 2nd Ed. British Micropalaeontol. Soc. Ser. Ellis Horwood Ltd. Publisher, 1989. 1237 p.
- Jones C.E., Jenkyns H.C., Coe A.L., Hesselbo S.P.* Strontium isotopes in Jurassic and Cretaceous seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 14. P. 3061–3074.

- Kita Z.A., Watkins D.K., Sageman B.B.* High-resolution calcareous nannofossil biostratigraphy of the Santonian/Campanian Stage boundary, Western Interior Basin, USA // *Cretaceous Res.* 2017. V. 69. P. 49–55.
- Kopaevich L.F., Vishnevskaya V.S.* Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area: palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2016. V. 441. Spec. Iss. P. 493–515. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.09.024>
- Leahy G.D., Lerbekmo J.F.* Macrofossil magnetobiostratigraphy for the upper Santonian–lower Campanian interval in the Western Interior of North America: comparisons with European stage boundaries and planktonic foraminiferal zonal boundaries // *Can. J. Earth Sci.* 1995. V. 32. P. 247–260.
- Lentin J.K., Williams G.L.* Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian peridiniaceans // *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser.* 1980. V. 7. P. 1–47.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A.* Strontium isotope stratigraphy // *The Geologic Time Scale 2012*. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. V. 1. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 127–144.
- Montgomery P., Hailwood E.A., Gale A.S., Burnett J.A.* The magnetostratigraphy of Coniacian–Late Campanian chalk sequences in southern England // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 156. P. 209–224.
- Mudie P.J.* Circum-arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis // *Neogene and Quaternary Dinoflagellates Cysts and Acritarchs*. Eds. Head M.J., Wrenn J.H. Dallas: Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Found., 1992. P. 347–390.
- Norris G.* Provincialism of Callovian–Neocomian dinoflagellate cysts in the northern and southern hemispheres // *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser.* 1975. V. 4. P. 29–35.
- Ogg, J.G., Hinnov, L.A.* Cretaceous // *The Geologic Time Scale*. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 793–855.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M.* *A Concise Geologic Time Scale*. N.-Y.: Elsevier, 2016. 242 p.
- Ovechkina M.N., Kopaevich L.F., Aleksandrova G.N., Proshina P.A., Ryabov I.A., Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Mostovski M.B.* Calcareous nannofossils and other proxies define the Santonian–Campanian boundary in the Central Crimean Mountains (Alan-Kyr section) // *Cretaceous Res.* 2021. V. 119. 104706. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104706>
- Pearce M.A., Jarvis I., Ball P.J., Laurin J.* Palynology of the Cenomanian to lowermost Campanian (Upper Cretaceous) chalk of the Trunch Borehole (Norfolk, UK) and a new dinoflagellate cyst bioevent stratigraphy for NW Europe // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2020. V. 278. 104188. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104188>
- Petters S.W.* Bolivinoidea evolution and Upper Cretaceous biostratigraphy of the Atlantic Coastal Plain of New Jersey // *J. Paleontology.* 1977. V. 51. P. 1023–1036.
- Premoli Silva I., Sliter W.V.* Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottacione section, Gubbio, Italy // *Palaeontogr. Ital.* 1995. V. 82. P. 1–89.
- Premoli Silva I., Sliter W.V.* Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution // *The Evolution of Cretaceous Ocean-Climatic System*. Eds. Barreira E., Jonson C.C. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1999. V. 332. P. 301–328.
- Prince I.M., Jarvis I., Tocher B.A.* High-resolution dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Santonian–basal Campanian (Upper Cretaceous): new data from Whitecliff, Isle of Wight, England // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1999. V. 105. P. 143–169.
- Razmjooei M.J., Thibault N., Kani A., Mahanipour A., Bous-saha M., Korte C.* Coniacian–Maastrichtian calcareous nannofossil biostratigraphy and carbon-isotope stratigraphy in the Zagros Basin (Iran): consequences for the correlation of Late Cretaceous stage boundaries between the Tethyan and Boreal realms // *Newslett. Stratigr.* 2014. V. 47/2. P. 183–209.
- Razmjooei M.J., Thibault N., Kani A., Dinarès-Turell J., Pucéat E., Shahriari S., Radmacher W., Jamali A.M., Ullmann C.V., Voigt S., Cocquerez T.* Integrated bio- and carbon-isotope stratigraphy of the Upper Cretaceous Gurpi Formation (Iran): a new reference for the eastern Tethys and its implications for large-scale correlation of stage boundaries // *Cretaceous Res.* 2018. V. 91. P. 312–340.
- Razmjooei M.J., Thibault N., Kani A., Ullmann C.V., Jamali A.M.* Santonian–Maastrichtian carbon-isotope stratigraphy and calcareous nannofossil biostratigraphy of the Zagros Basin: long-range correlation, similarities and differences of carbon-isotope trends at global scale // *Global Planet. Change.* 2020. V. 184. № 103075.
- Remane J., Basset M.G., Cowie J.W., Gohrbandt K.H., Lane H.R., Michelsen O., Wang N.* Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS) // *Episodes.* 1996. V. 19. № 3. P. 77–81.
- Robaszynski F., Caron M.* Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // *Bull. Soc. Geol. France.* 1995. V. 166. № 6. P. 681–692.
- Schulz M.-G., Ernst G., Ernst H., Schmid F.* Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf–Kronsmoor–Hemmoor): definitions and proposals // *Bull. Geol. Soc. Denmark.* 1984. № 33. P. 203–215.
- Thibault N., Jarvis I., Voigt S., Gale A.S., Attree K., Jenkyns H.C.* Astronomical calibration and global correlation of the Santonian (Cretaceous) based on the marine carbon isotope record // *Paleoceanography.* 2016. V. 31. P. 847–865.
- Vandenberg J.* New paleomagnetic data from the Iberian Peninsula // *Paleomagnetism and the changing configuration of the Western Mediterranean area in the Mesozoic and Early Cenozoic Eras* // *Geologica Ultraiectina.* 1979. V. 20. P. 155–178.
- Vandenberg J., Wonders A.A.H.* Paleomagnetism of late Mesozoic pelagic limestones from the southern Alps // *J. Geophysical Res.* 1980. V. 85. № B7. P. 3623–3627.
- Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F.* Microfossil assemblages as key to reconstruct sea-level fluctuations, cooling episodes and palaeogeography: the Albian to Maastrichtian of Boreal and Peri-Tethyan Russia // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2020. V. 498. P. 165–187. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.4737236>
- Wagreich M., Summesberger H., Kroh A.* Late Santonian bioevents in the Schattau section, Gosau Group of Austria – implications for the Santonian–Campanian boundary stratigraphy // *Cretaceous Res.* 2010. V. 31. P. 181–191.

Walszczyk I., Peryt D. Inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian through Santonian deposits of the Middle Vistula Section, Central Poland // *Zbl. Geol. Palaönt.* 1998. Teil. I. H. 11/12. P. 1501–1503.

Walszczyk I., Dubicka Z., Olszewska-Nejbert D., Remin Z. Integrated biostratigraphy of the Santonian through Maastriichtian (Upper Cretaceous) of extra-Carpathian Poland // *Acta Geol. Polon.* 2016. V. 66. P. 313–350.

Wendler I. A critical evaluation of carbon isotope stratigraphy and biostratigraphic implications for Late Cretaceous global correlation // *Earth-Sci. Rev.* 2013. V. 126. P. 116–146.

Wierzbowski H., Anczkiewicz R., Pawlak J., Rogov M.A., Kuznetsov A.B. Revised Middle–Upper Jurassic strontium isotope stratigraphy // *Chem. Geol.* 2017. V. 466. P. 239–255.

Williams G.L., Ascoli P., Barss M.S., Bujak J.P., Davies E.H., Fensome R.A., Williamson M.A. Chapter 3. Biostratigraphy and related studies // *Geology of the Continental Margin of Eastern Canada*. Eds. Keen M.J., Williams G.L. *Geol. Surv. Can.* 1990. V. 2. P. 87–137.

Williams G.L., Brinkhuis H., Pearce M.A., Fensome R.A., Weegink J.W. Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: index events for the Late Cretaceous–Neogene // Eds. Exon N.F., Kennett J.P., Malone M.J. *Proc. Ocean Drill. Program. Sci. Res.* 2004. V. 189. P. 1–98.

Wolfgring E., Wagreich M., Dinarés-Turell J., Gier S., Böhm K., Sames B., Spötl K. The Santonian–Campanian boundary and the end of the Long Cretaceous Normal Polarity-Chron: isotope and plankton stratigraphy of a pelagic reference section in NW Tethys (Austria) // *Newslett. Stratigr. Prepubl. Article*. Published online May, 2018a. <https://www.researchgate.net/publication/325022888>

Wolfgring E., Wagreich M., Dinarés-Turell J., Yilmaz I.O., Böhm K. Plankton biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Santonian–Campanian boundary interval in the Mudurnu–Göynük Basin, northwestern Turkey // *Cretaceous Res.* 2018b. V. 87. P. 296–311.

Zakharov Y.D., Baraboshkin E.Y., Weissert H., Michailova I.A., Smyshyaeva O.P., Safronov P.P. Late Barremian–early Aptian climate of the northern middle latitudes: stable isotope evidence from bivalve and cephalopod molluscs of the Russian Platform // *Cretaceous Res.* 2013. V. 44. P. 183–201.

Stratigraphy.org – International Commission on Stratigraphy [Электронный ресурс]. URL: <https://stratigraphy.org/gssps/#cretaceous>

agico.com – AGICO (Advanced Geoscience Instruments Company) [Электронный ресурс]. <https://www.agico.com/text/software/anisoft/anisoft.php>

Рецензенты А.Ю. Казанский,
Б.Г. Покровский, В.С. Вишневская

New Bio-, Chemo- and Magnetostratigraphy of the Santonian–Campanian Boundary in the Kudrino and Aksu-Dere Sections (SW Crimea): Problems of Global Correlation and Selection of the Lower Boundary Stratotype of the Campanian.

2. Magneto- and Chemostratigraphy, Discussion

A. Yu. Guzhikov^{a, #}, E. Yu. Baraboshkin^{b, c}, G. N. Aleksandrova^c, I. P. Ryabov^a, M. A. Ustinova^c, L. F. Kopaeovich^b, G. V. Mirantsev^d, A. B. Kuznetsov^e, P. A. Fokin^b, and V. L. Kosorukov^b

^aSaratov State University, Saratov, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^cGeological Institute of RAS, Moscow, Russia

^dPaleontological Institute of RAS, Moscow, Russia

^eInstitute of Precambrian Geology and Geochronology of RAS, Saint Petersburg, Russia

[#]e-mail: aguzhikov@yandex.ru

The article continues the publication of a complex study of the Santonian–Campanian boundary of the Aksu-Dere and Kudrino-2 sections (Bakhchisarai region, SW Crimea), sedimentological and biostratigraphic data on which are given in the part 1. Paleomagnetic, petromagnetic, geochemical data on stable isotopes of carbon and oxygen are presented. The measured values of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in limestones increase upsection: in Aksu-Dere from 0.70741 to 0.70752 and in Kudrino-2 from 0.70750 to 0.70755. Based on the results of the studies, a detailed correlation of the outcrops was carried out and a composite section Kudrino–Aksu-Dere was compiled, in which paleontological, paleomagnetic, and isotopic markers were established, which were discussed when fixing the Santonian–Campanian boundary. The biostratigraphic boundaries were calibrated with respect to the 34n–33r geomagnetic reversal and the SCBE carbon-isotope event, based on the results of which the Campanian basement is recommended to be determined by the base of chron 33r. The composite section in terms of completeness of the geological record of the Santonian–Campanian boundary interval, saturation with leading forms of fossils and comprehensive study is not inferior to applicants for the role of the Campanian GSSP in North Texas and Southern England. This allows us to propose it as one of the candidates for the limit type or auxiliary section of the lower boundary of the Campanian Stage.

Keywords: Upper Cretaceous, Santonian, Campanian, magnetostratigraphy, dinocysts, benthic foraminifers, planktonic foraminifers, nannoplankton, crinoids, stable carbon isotopes, oxygen isotopes, strontium, GSSP, Crimea

УДК 551.7:551.35

ОПЫТ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ: МЕТОДИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2021 г. А. Ю. Гладенков¹, *, Ю. Б. Гладенков¹, **

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: agladenkov@ilran.ru

**e-mail: gladenkov@ginras.ru

Поступила в редакцию 07.12.2020 г.

После доработки 27.12.2020 г.

Принята к публикации 25.01.2021 г.

Приводятся результаты стратиграфических, прежде всего биостратиграфических, исследований, проведенных в процессе осуществления Международного проекта по глубоководному бурению за последние 50 лет. Они вносят весомый вклад в разработку и совершенствование методики детальных стратиграфических исследований и определения возраста морских комплексов осадочных пород, а также в реконструкции океанологических и климатических событий прошлого. Полученные результаты имеют важное методическое значение для проведения стратиграфических работ по всему фанерозою. Показано, что выделенные зональные подразделения кайнозоя могут быть реально прослежены на громадной территории — по всей тропическо-субтропической области. Отмечено, что в этих работах значительную роль сыграло изучение комплексов планктонных микроорганизмов (карбонатных и кремнистых), которые являлись неотъемлемой частью мезозойских и кайнозойских морских экосистем. Развитие этих ассоциаций во времени проходило на фоне смены режимов океанической циркуляции и осадконакопления, изменения степени продуктивности глубинных и поверхностных вод, их температур и других характеристик. Направленность и тенденции эволюции биотических сообществ в целом отражают этапы развития океанических экосистем прошлого и происходивших в них перестроек. Все это позволяет выявить реальную картину последовательности не только биотических, но и абиотических (климатических, океанографических, палеогеографических, эвстатических) событий в Мировом океане для последних 70–75 млн лет.

Ключевые слова: глубоководное бурение, морской кайнозой, детальная стратиграфия, микрофоссилии, методические и практические подходы, корреляция, палеоклиматы

DOI: 10.31857/S0869592X21050021

ВВЕДЕНИЕ

В истории стратиграфических исследований имеются, пожалуй, два международных проекта, которые сыграли особенно важную роль в развитии стратиграфии, как одного из значительных разделов геологии. *Первый* проект был реализован в конце XIX века. Тогда была поставлена задача — создать геологическую карту Европы. Чтобы приступить к ее практическому решению, геологи разных стран в 1878 г. собрали 1-й Международный геологический конгресс (МГК) и разработали специальную комиссию, поручив ей разработать Международную стратиграфическую шкалу (МСШ). Комиссия сосредоточила свое внимание на создании универсальной стратиграфической классификации и номенклатуры, опираясь на накоп-

ленный к тому времени опыт стратиграфических работ европейских стран (Леонов, 1973; Меннер, 1991). Эта работа заняла более 20 лет, и в 1900 г. на 8-й сессии МГК произошло утверждение МСШ, которая, таким образом, в 2020 г. отмечает свой 120-летний юбилей. Именно на основе этой шкалы и была создана геологическая карта Европы, а позднее — карты отдельных регионов других континентов и мира. В упомянутой шкале была предложена определенная иерархия основных стратиграфических подразделений (эратемы, системы и отделы), которая просуществовала до середины 70-х годов XX века. И только в 1970-е годы в нее были добавлены ярусы (ранее они относились к региональным категориям), что сделало шкалу значительно детальнее. Трудно переоценить значение МСШ как геологического документа миро-

вого масштаба. Прежде всего, это замечательное геологическое обобщение, отразившее определенную этапность развития Земли и ее биосферы, которое продолжалось свыше 4 млрд лет. С другой стороны, она определила методическую базу расчленения древних толщ разных областей и их корреляций. В ее основу лег историко-геологический подход к выделению стратиграфических подразделений с важной ролью палеонтологического метода в их обосновании. Наконец, МСШ оказалась незаменимым средством профессионального общения геологов разных стран мира. Прошло около 120 лет после ее создания, а МСШ, которая к настоящему времени усовершенствована под эгидой Международной комиссии по стратиграфии, продолжает играть важнейшую роль во всех геологических дисциплинах, которые связаны с расшифровкой истории нашей планеты.

Вторым важным международным геологическим проектом прошлого столетия, который также оказал значительное влияние на стратиграфические исследования, явился Проект глубоководного бурения в Мировом океане, который, как известно, занимает более 70% поверхности планеты, но который оставался к середине XX столетия геологически крайне слабо изученным. Проект был начат в 1968 г., и в 2018 г. международным научным сообществом было отмечено 50-летие его старта. Этот гигантский геологический эксперимент по изучению строения морского дна дал возможность получить большой объем материалов о вещественном составе и возрасте отложений осадочного чехла, а также истории геологического развития океанов в целом. К настоящему времени в рамках международного проекта Deep Sea Drilling Project (1968–1983 гг.), а также международных программ Ocean Drilling Program (1985–2003 гг.), Integrated Ocean Drilling Program (2004–2012 гг.) и International Ocean Discovery Program (2013 г. – настоящее время) на морском дне пробурено более 3000 глубоководных скважин (рис. 1). За прошедшие годы произошло значительное усовершенствование технологий бурения и извлечения керна, а также модернизация и увеличение количества судовых буровых платформ. Это позволяет сейчас проводить бурение при высоком проценте выхода керна практически во всех районах Мирового океана и в породах различной степени плотности. Современные технологии дали возможность достигать глубин бурения до 1500 м и проводить его при глубине моря до 4000 м. Более того, судно последнего поколения “Chikyū” (“Чикю”), построенное в Японии, в целом способно бурить скважины до глубины 10000 м ниже уровня моря и более 2000 м ниже дна моря. В 2012 г. им уже осуществлено бурение скважин при глубине воды более 6960 м, а также на глубину 2111 м ниже морского дна. Краткие обзоры, в которых представлены полезные

сведения по истории, основным результатам и перспективам бурения в океанах, даны в разные годы в статьях И.А. Басова (2001), Н.К. Рубаник (2008) и А.Г. Матуля (2010). Широкий спектр современных научных и технических достижений глубоководного бурения регулярно освещается в специальном журнале “Scientific Drilling”, который издается с 2005 г.

Необходимо подчеркнуть, что проводимые работы имеют международный характер: в их реализации участвовали ученые многих стран мира, а полученные материалы доступны всем заинтересованным специалистам. Эти исследования следует рассматривать как огромное научное достижение не только в отношении изучения строения морского дна и геологической истории океанов, но и для разработки и совершенствования методики стратиграфических исследований. Кроме того, они предоставили богатый материал для реконструкций геологических событий и изменений природных обстановок прошлых эпох. Выбор актуальных направлений исследований и их реализация привели в итоге к появлению как комплексных научных материалов каждой экспедиции и многочисленных региональных сводок, так и крупных обобщений (например, Океанология..., 1980; Kennett, 1982; Seibold, Berger, 1982; The Miocene..., 1985; Plankton..., 1985; Литвин, 1987; Удинцев, 1987; Productivity..., 1989; Geological..., 1990 и др.).

Отметим, что советские и российские специалисты (в том числе в области стратиграфии) до 1993 г. принимали достаточно активное участие как непосредственно в научных рейсах буровых судов, так и в обработке полученных в них материалов. Среди стратиграфов это В.А. Крашенинников, И.А. Басов, А.П. Жузе, Н.И. Стрельникова, М.Г. Петрушевская, Е.Д. Заclinская, Н.Г. Музылев, В.В. Шилов, А.Ю. Гладенков и другие. К сожалению, затем в силу разных причин такое участие прекратилось, и Россия в отличие от СССР не входит в число стран (ныне 26), участвующих в международной программе глубоководного бурения.

Следует специально заметить, что керновые материалы всех пробуренных скважин хранятся в нескольких специальных депозитариях, расположенных в США, Германии и Японии. Они доступны для изучения ученым различных стран.

В настоящей статье авторы хотели бы с учетом полученных при глубоководном бурении стратиграфических данных остановиться на основных методических и практических подходах, использованных при стратиграфических исследованиях палеогена и неогена, которые могут оказаться полезными для решения стратиграфических вопросов не только кайнозоя, но и других частей фанерозойской шкалы – мезозоя и палеозоя.

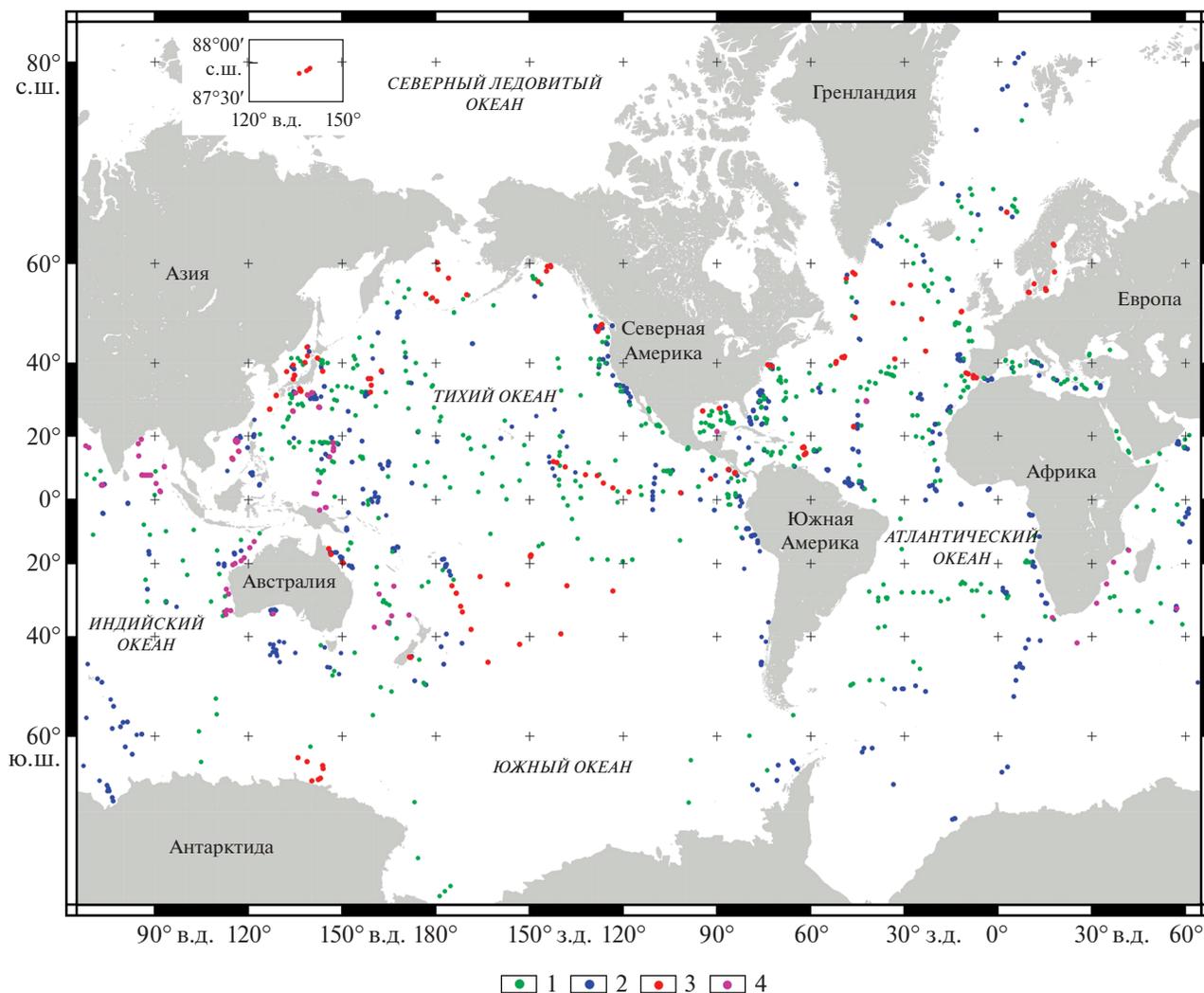


Рис. 1. Карта точек бурения в Мировом океане (<https://iodp.tamu.edu/scienceops/maps.html>).

1–4 – глубоководные скважины: 1 – проекта DSDP (рейсы 1–96); 2 – программы ODP (рейсы 100–210); 3 – программы Integrated Ocean Drilling Program (экспедиции 301–348), 4 – программы International Ocean Discovery Program (экспедиции 349–371).

МЕТОДИКА БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ, ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА И КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ РАЗРЕЗОВ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

До начала глубоководного бурения знания ученых о вещественном составе и строении океанического дна были достаточно ограниченными и основывались, прежде всего, на результатах исследования образцов, отобранных из самого верхнего, молодого, слоя осадков (мощностью до нескольких метров) с помощью донных трубок или в результате драгирования отдельных участков дна.

Развернувшееся с конца 1960-х годов регулярное бурение глубоководных скважин дало возможность получать огромный объем материалов по разрезам океанических донных толщ мощно-

стью в сотни метров, вскрытых в различных климатических зонах и районах Мирового океана. Полученные данные показали, что осадочные отложения океанического дна имеют в основном кайнозойский возраст. Реже отмечены осадки мела и в некоторых случаях – юры; при этом самые древние, среднеюрские, толщи с возрастом более 150 млн лет вскрыты в окраинных районах Тихого и Атлантического океанов. Осадочные отложения залегают на океаническом фундаменте, обычно сложенном мезозойскими вулканогенными породами (базальтами). Возраст древнейших (батско-келловейских) осадочных отложений установлен по радиоляриям в разрезе, вскрытом в котловине Пигафетта, Западная Пасифика (Matsuoka, 1992). Основным предме-

том нашего анализа служили прежде всего кайнозойские толщи.

Значение микропалеонтологических данных

Проводимое бурение позволило получить данные по ненарушенным колонкам образцов в разрезах морских толщ (в первую очередь кайнозоя), сложенных разнофациальными отложениями различной мощности. Как показала практика, попытки коррелировать эти толщи в масштабе океанов на литостратиграфической основе оказались несостоятельными и самым эффективным методом для этого оказался биостратиграфический, основанный на изучении смены в разрезах ископаемых микроорганизмов. При изучении разрезов глубоководных скважин было выявлено, что остатки морских микроорганизмов в донных отложениях находятся практически повсеместно. Они представили целый “мир” древней биоты, ранее недостаточно изученный. Микрофоссилии начали использоваться в стратиграфических целях еще в первой половине XX века. Однако наземные разрезы морских осадков, которые изучались в то время, не всегда были полными и непрерывными, а также содержали преимущественно бентосные мелководные организмы. Поэтому прослеживание в них смены типично морских комплексов микробиоты (с выделением маркирующих форм и определением интервалов их стратиграфического распространения), а также проведение их корреляций сталкивались с большими трудностями. В отличие от толщ, сформировавшихся в окраинно-океанических и приконтинентальных районах, отложения открытого океана в целом представлены достаточно выдержанными по латерали фациями, сложенными в основном биогенными осадками и глубоководными глинами, имеющими сравнительно небольшие мощности. В ходе обработки палеонтологических материалов из них было установлено, что использование прежде всего микрофоссилий дает наиболее эффективные результаты по расчленению осадочных толщ кайнозоя и мезозоя. Изучение пробуренных осадочных толщ, с одной стороны, позволило проследить в относительно полных разрезах пелагических фаций в различных регионах последовательную стратиграфическую смену комплексов микроорганизмов. С другой стороны, были проведены оценки интервалов стратиграфического распространения и ареалов многих ископаемых форм (в том числе ранее неизвестных в наземных разрезах), что дало возможность определить их важность для биостратиграфического расчленения и корреляции. При этом наибольший интерес представляли данные по *микропланктонным* организмам, так как они быстро эволюционируют и имеют широкое географическое распространение. Важно, что частая встречаемость микрофоссилий в породах и их

распределение в разрезах без крупных перерывов обеспечивает послонную характеристику исследуемых отложений. Вот почему изучение микроостатков в итоге позволяет осуществлять дробное расчленение и широкие корреляции древних толщ. При этом результаты были получены на основе исследований микропланктона как карбонатного (в первую очередь планктонных фораминифер и наннопланктона), особенно характерного для тропических и субтропических широт, так и кремнистого (диатомей, радиолярий), типичного для бореального и натального поясов (хотя кремнистые микроорганизмы развиты и в экваториальном поясе, где в ряде случаев могут даже доминировать в планктоне). Специально следует отметить, что большой вклад в эти исследования внесло совершенствование оборудования для идентификации микроостатков, в частности широкое внедрение в практику с 1970-х годов электронной микроскопии. Это позволило добиться существенного прогресса в изучении ультраструктуры и морфологических особенностей строения скелетов, раковин и панцирей, что привело не только к выделению новых родов и видов, но и к ревизии классификации и таксономии различных палеонтологических групп.

Зональные подразделения и методика их выделения

Следует подчеркнуть, что во многом именно на материалах глубоководного бурения была отработана методика выделения таких стратиграфических подразделений, как *биостратиграфические зоны*, с последующим широким их внедрением в геологическую практику. Хотя, как известно, первые зональные схемы юры по аммонитам были созданы еще в середине XIX в. А. Оппелем, многие методические вопросы их составления долгие годы оставались не освещенными (Степанов, Месежников, 1979; Гладенков, 2004, 2010). Изучение в разрезах глубоководных скважин разных океанов смены ископаемых комплексов различных групп микроорганизмов кайнозоя предоставило реальную основу для разработки детальных океанических схем и шкал, представляющих собой последовательности *смыкающихся* зональных подразделений. В результате были разработаны шкалы, состоящие из зон с продолжительностью в среднем от 1–2 до 0.1–0.2 млн лет, которые выделяются с учетом этапности эволюции ископаемых микроорганизмов. При этом необходимо отметить, что при расчленении океанических разрезов была отработана методика выделения зон различного типа. В Международном стратиграфическом руководстве (International..., 1999) и Стратиграфическом кодексе России (2019) этим типам дана развернутая характеристика. Как показала практика, важнейшее значение для расчленения раз-

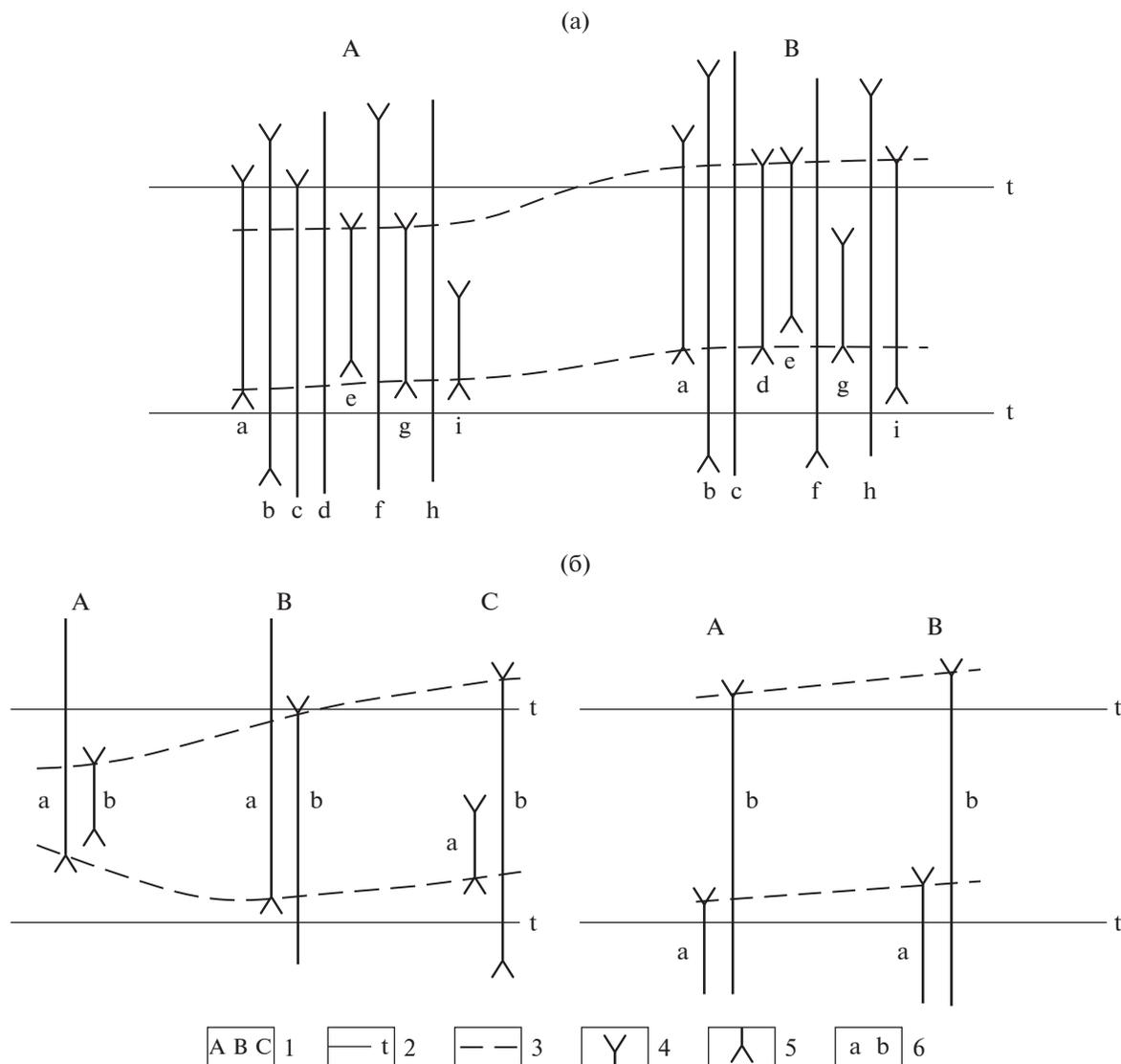


Рис. 2. Комплексная зона (а) и интервал-зоны (б) (по International..., 1999).
 1 – стратиграфические разрезы, 2 – временная поверхность, 3 – границы интервал-зон, 4 – самое высокое положение таксона в конкретном разрезе, 5 – самое низкое положение таксона в конкретном разрезе, 6 – таксоны.

резов имеют две-три разновидности биостратиграфических зон. В первую очередь надо назвать комплексную зону и интервал-зону (рис. 2). *Комплексная зона* – это совокупность слоев, охарактеризованная комплексом из трех или более ископаемых таксонов, который отличен от комплексов подстилающих и перекрывающих слоев. *Интервал-зона* – это совокупность слоев, которые заключены между двумя установленными биогоризонтами (уровнями первого появления или последнего нахождения каких-либо характерных таксонов). Именно они чаще всего используются при широких корреляциях. Однако в практике используются и другие разновидности зон (зоны совместного распространения, зоны распространения таксона и др.) в зависимости от геологической ситуации и палеонтологического материала.

Специально отметим, что границы зон проводятся по *датированным уровням – датум-плейнам*, прежде всего по уровням появления и исчезновения маркирующих планктонных форм, или с их учетом. Как показал накопленный опыт, наиболее эффективные результаты по выделению зон достигаются именно через анализ стратиграфического распространения отдельных видов, реже – родов. Подобный прием выделения границ предполагает, что зоны часто не отражают значительные этапы развития той или иной группы организмов, а зональные комплексы не всегда обнаруживают преемственность в разрезе. Однако применение такого подхода, при “комбинировании” разного типа зон, позволяет устанавливать дробные и смыкающиеся биостратиграфические подразделения с относительно изохронными границами.

Использование датированных уровней представляет удобный практический инструмент, который, по существу, в первую очередь направлен именно на выделение дробных биостратиграфических подразделений и маркирующих горизонтов. Например, на такой основе для олигоценых–четвертичных отложений Северной Пацифики при участии одного из авторов статьи разработана океаническая зональная шкала по диатомеям, которая сопоставлена с МСШ и включает более 20 зон (рис. 3).

В качестве *индекс-форм*, которые используются для характеристики зональных границ в океанических шкалах, стали выбираться таксоны, отвечающие определенным требованиям. К ним, прежде всего, относятся постоянная встречаемость и широкое площадное распространение остатков, четкость и устойчивость пределов их стратиграфического распространения. При отсутствии каких-либо из основных критериев датированные уровни в ряде случаев могут использоваться в качестве характеристик границ подзон или локальных маркеров, которые не столь устойчивы по сравнению с зональными.

В заключение раздела сделаем два замечания. Во-первых, следует помнить, что при расчленении какого-либо разреза (скважины) может быть выделено достаточно много биостратиграфических зон (“параллельных” – созданных по разным палеонтологическим группам) и часто с несовпадающими границами (рис. 4). И, следовательно, для практического их использования приходится выбирать одну (две) из зональных шкал в качестве опорной или “стандартной”. Во-вторых, надо иметь в виду, что в Стратиграфическом кодексе России (2019) перечисленные зоны относятся к разряду “специальных” (биостратиграфических) подразделений. К *основным* же единицам Общей стратиграфической шкалы, которые являются подразделениями комплексного обоснования и единицами дробнее яруса, в кодексе выделены “хронозоны” (некоторые исследователи называют их “оппельзонами”). Хотя хронозоны устанавливаются по биостратиграфическим данным, к ним могут относиться отложения с комплексом остатков, отличным от зонального, или без него, если доказана одновозрастность сравниваемых отложений. Однако отметим, что в последнем Международном стратиграфическом руководстве (справочнике) (International..., 1999) хронозона рассматривается как подразделение неопределенного ранга, не входящее в иерархию общепринятых хроностратиграфических единиц.

На практике встречаются случаи, когда неполнота разрезов приводит к трудностям выделения полного объема биостратиграфических зон, и приходится обращаться к *тейльзонам* – слоям, отвечающим реальному распространению како-

го-либо таксона (или их группы) в конкретном разрезе конкретного района.

Возраст зон и интеграция данных, полученных разными методами

При выделении зон океанических шкал встал ряд вопросов практического характера: как определить их возраст и как установить возрастное положение датированных уровней. В этом отношении помогает, конечно, корреляция зон, выявленных в океанических осадках, с зонами, которые установлены в стратотипах ярусов наземных разрезов, особенно если для этих стратотипов имеются определенные данные по их возрастным характеристикам – различным геохронологическим уровням (например, по магнитостратиграфическим или радиологическим определениям). Проблема здесь заключается в том, чтобы корректно провести соответствующие корреляции.

Что касается возраста датированных уровней, то он в океанических разрезах определяется, прежде всего, с помощью данных по палеомагнетизму и радиологическому датированию. Во многих случаях в разрезах глубоководных скважин проведена прямая корреляция границ зон с магнитостратиграфической шкалой. Это дало возможность не только датировать границы зональных подразделений и определять “продолжительность” зон, но и напрямую сопоставлять их с МСШ (Berggren et al., 1995; A Geologic..., 2004; The Geologic..., 2012; Ogg et al., 2016; Geologic..., 2020). Выделение подразделений в современных шкалах геомагнитной полярности кайнозоя (палеомагнитные хроны, субхроны, эпизоды прямой и обратной полярности) и их датирование основаны прежде всего на анализе магнитных профилей при изучении магнитных аномалий в океанических спрединговых зонах, в первую очередь в Южной Атлантике (Cande, Kent, 1992, 1995; The Geologic..., 2012; Geologic..., 2020). На рис. 5 и 6 приведены наглядные примеры выявленного соотношения биостратиграфических зон (по диатомеям) с магнитостратиграфической шкалой в интервале олигоцена–квартера, с одной стороны, тропическо-субтропической области, а с другой – южных высоких широт (эти материалы были получены при бурении в этих регионах).

Вместе с тем стоит обратить внимание на полученные оценки продолжительности интервалов между датум-плейнами. Они часто достигают впечатляющей для фанерозоя дробности (до сотен тысяч лет и даже меньше). В качестве примера в табл. 1 приведены датировки биостратиграфических уровней (биогоризонтов) по диатомеям, полученные по материалам бурения в Северной Пацифике. Такой дробности расчленения фанерозойских разрезов геологическая практика раньше, видимо, не знала (к подобной точности прибли-

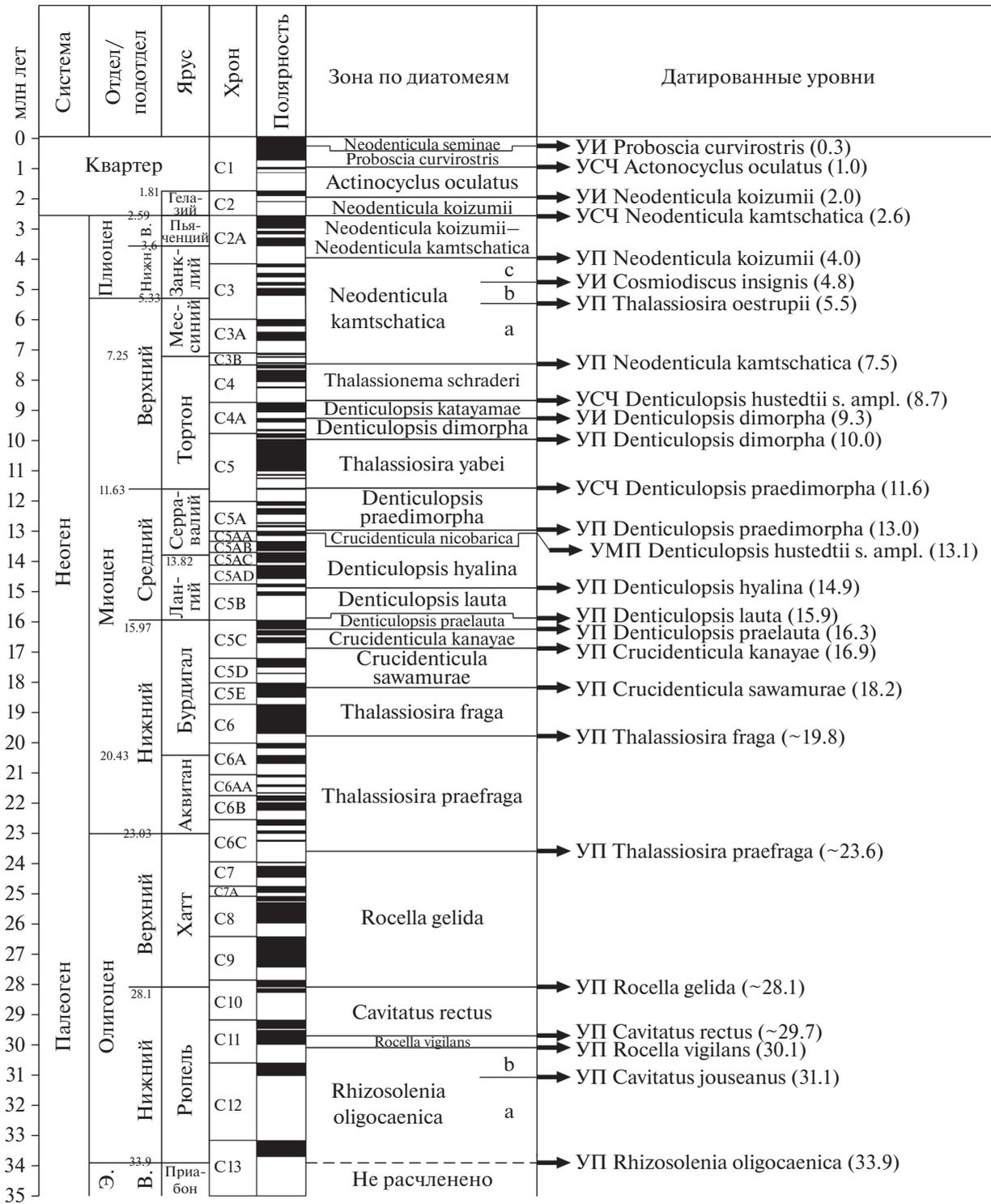


Рис. 3. Зональная шкала по диатомеям для расчленения олигоцена–квартера Северной Пацифики (по Barron, Gladenkov, 1995; Гладенков, 2007), скоррелированная с геохронологической и палеомагнитными шкалами по (Ogg et al., 2016). УП – уровень появления, УИ – уровень исчезновения, УМП – уровень массового появления, УСЧ – уровень резкого снижения численности, а–с – подзоны, Э. – эоцен, в. – верхний.

жаются, наверно, лишь мелкие юрские биостратоны, выделенные в отдельных районах Европы по аммонитам (Page, 2003), но эти подразделения

практически не обеспечены палеомагнитными и радиологическими характеристиками в той мере, как кайнозойские зоны океанических шкал.

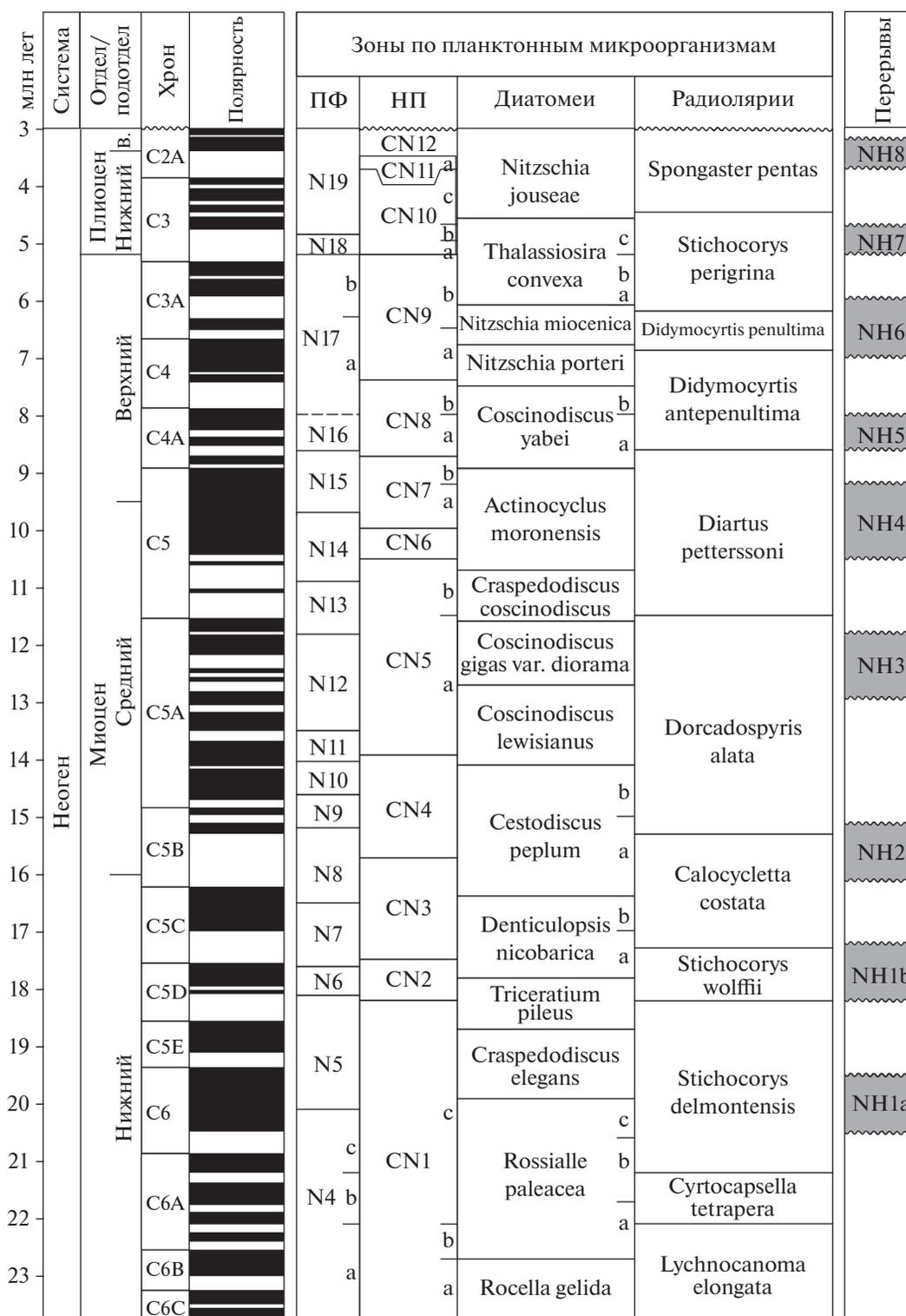


Рис. 4. Соотношение зон по разным группам микропланктона нижнего миоцена—плиоцена низких широт (скоррелированных со шкалой магнитной полярности) и перерывы, выявленные в океанических отложениях неогена (по Keller, Barron, 1983, 1987, с упрощением).

ПФ — планктонные фораминиферы, НП — наннопланктон, а—с — подзоны.

Необходимо также отметить, что отсутствие полного “набора” установленных зон в ряде разрезов донных отложений позволяет выявлять или

размывы отдельных слоев, или перерывы в осадконакоплении с определением их длительности. Одним из впечатляющих примеров исследований

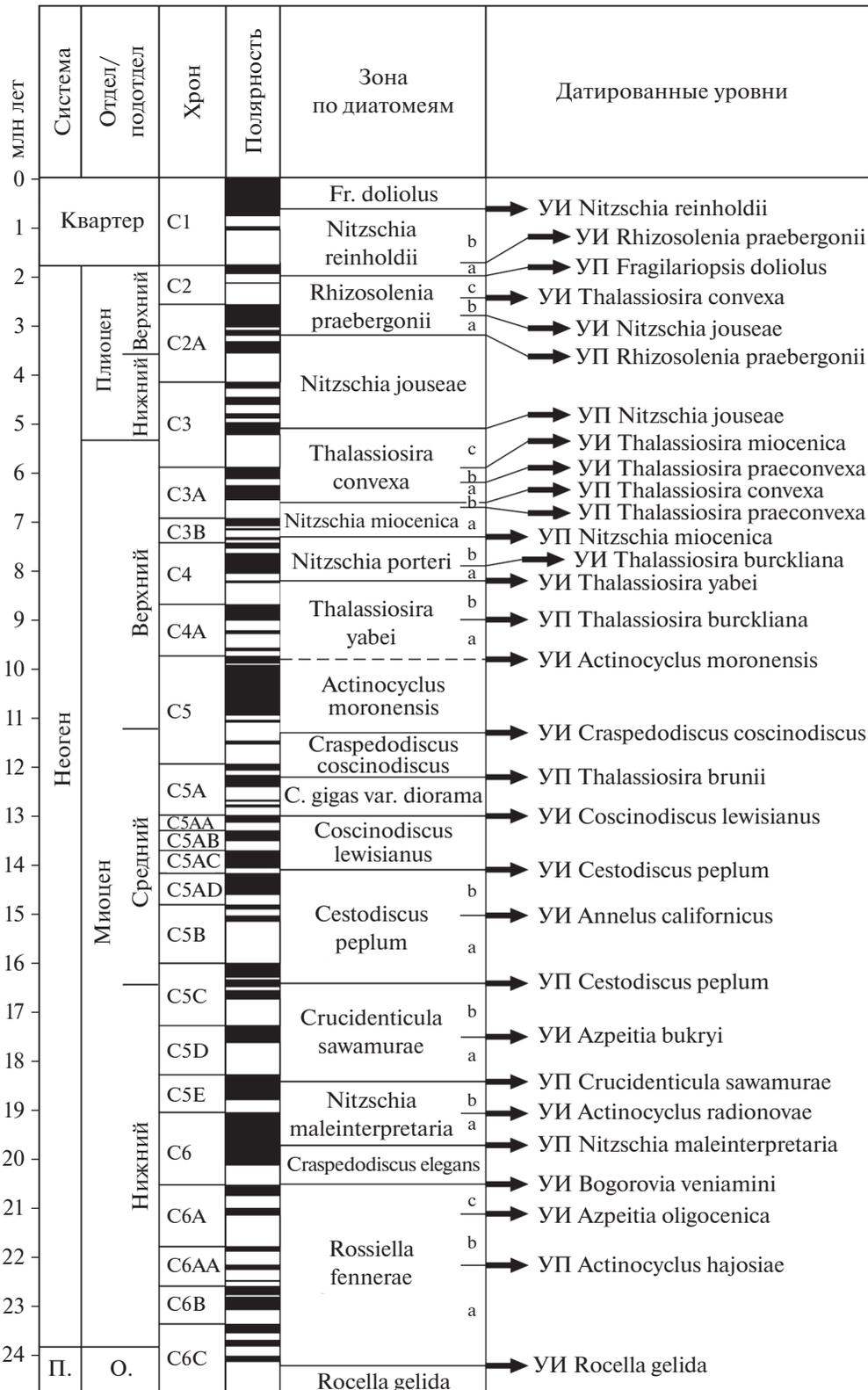


Рис. 5. Океаническая зональная шкала по диатомеям для расчленения неогена—квартера низких широт, сопоставленная с палеомагнитной шкалой Cande, Kent (1992, 1995) (по Barron, 2003, 2005, с упрощением). УП — уровень появления, УИ — уровень исчезновения, а—с — подзоны, П. — палеоген, О. — олигоцен, нижн. — нижний, верхн. — верхний, С. — Coscinodiscus, Fr. — Fragilariopsis.

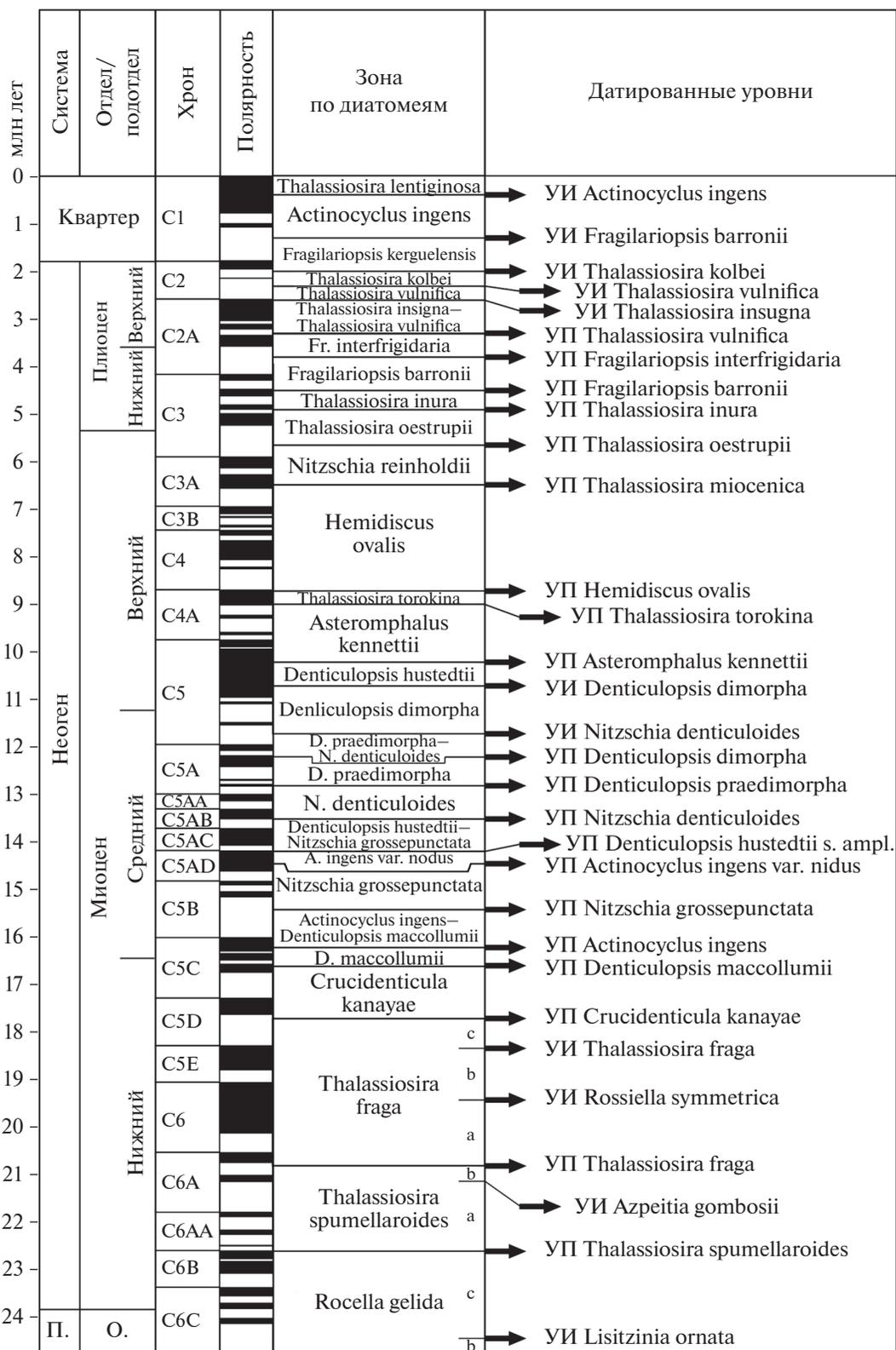


Рис. 6. Океаническая зональная шкала по диатомеям для расчленения неогена–квартера высоких южных широт, сопоставленная с палеомагнитной шкалой Cande, Kent (1992, 1995) (по Harwood, Maruyama, 1992; Barron, 2003, с упрощением). Fr. – Fragilariopsis, N. – Nitzschia, D. – Denticulopsis, A. – Actinocyclus; остальные аббревиатуры см. на рис. 5.

Таблица 1. Возраст стратиграфически важных неоген-четвертичных датированных уровней по диатомеям, определенный в результате прямой привязки к палеомагнитной шкале в разрезах глубоководных скважин в субарктической Пацифике (по Barron, Gladenkov, 1995, с дополнениями)

Датированные уровни	Возраст, млн лет
УП <i>Crucidentacula sawamurae</i>	18.2
УП <i>Crucidentacula kanayae</i>	16.9
УП <i>Denticulopsis praelauta</i>	16.3
УП <i>Denticulopsis lauta</i>	15.9
УП <i>Actinocyclus ingens</i> var. <i>nodus</i>	15.8
УП <i>Denticulopsis hyalina</i>	14.9
УП <i>Denticulopsis hustedtii</i> s. <i>ampl.</i>	14.6
УМП <i>Denticulopsis hustedtii</i> s. <i>ampl.</i>	13.1
УП <i>Denticulopsis praedimorpha</i>	13.0
УП <i>Proboscia barboi</i>	12.6
УСЧ <i>Denticulopsis praedimorpha</i>	11.6
УИ <i>Mediaria splendida</i>	11.0
УП <i>Denticulopsis dimorpha</i>	10.0
УП <i>Thalassionema schraderi</i>	9.6
УСЧ <i>Denticulopsis katayamae</i>	9.4
УИ <i>Denticulopsis dimorpha</i>	9.3
УСЧ <i>Denticulopsis hustedtii</i> s. <i>ampl.</i>	8.7
УП <i>Thalassiosira gravis</i>	8.2
УП <i>Pyxidicula zabelinae</i>	8.0
УСЧ <i>Thalassionema schraderi</i>	7.7
УП <i>Neodenticula kamtschatica</i>	7.5
УИ <i>Cavitatus jouseanus</i>	6.7
УП <i>Thalassiosira praeoestrupii</i>	6.2
УИ <i>Rouxia californica</i>	6.0
УИ <i>Ikebea tenuis</i>	5.5
УП <i>Thalassiosira oestrupii</i>	5.5
УП <i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная)	5.2
УП <i>Thalassiosira latimarginata</i>	5.1
УИ <i>Cosmiodiscus insignis</i>	4.8
УИ <i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная)	4.8
УП <i>Neodenticula koizumii</i>	4.0
УСЧ <i>Neodenticula kamtschatica</i>	2.6
УИ <i>Pyxidicula zabelinae</i>	2.0
УИ <i>Neodenticula koizumii</i>	2.0
УСЧ <i>Actinocyclus oculatus</i>	1.0
УИ <i>Proboscia curviristris</i>	0.3

Примечание. УП – уровень появления, УИ – уровень исчезновения, УМП – уровень массового появления, УСЧ – уровень резкого сокращения численности.

по датированию и площадному распространению выявленных перерывов в океанических отложениях неогена являются работы, проведенные на основе данных по планктонным микроорганизмам (Keller, Barron, 1983, 1987). При этом анализ распространения восьми выделенных перерывов

(рис. 4) позволил авторам подойти к выявлению основных палеоокеанографических и палеоклиматических перестроек в неогене с этапами изменений в характере осадконакопления, биогеографическом распространении и продуктивности планктонных комплексов.

*Особенности и возможности применения
биостратиграфических зон в глобальном
и региональном масштабе*

Результаты, полученные при изучении материалов глубоководного бурения, впервые позволили показать возможность прослеживания зон по различным группам микропланктона в пределах обширных регионов Мирового океана. В первую очередь ярким примером служат кайнозойские зоны по планктонным фораминиферам (Berggren et al., 1995; Berggren, Pearson, 2005; Wade et al., 2011) и наннопланктону (Bukry, 1973, 1975; Okada, Bukry, 1980; Agnini et al., 2014; Raffi et al., 2016), выделенные при изучении скважин, пробуренных в низких широтах. При этом надо отметить, что при разработке зональных шкал учитывались биостратиграфические данные, полученные ранее по различным группам микрофоссилий, прежде всего по планктонным фораминиферам и наннопланктону, из наиболее представительных и палеонтологически хорошо охарактеризованных разрезов на суше (Bramlette, Riedel, 1954; Морозова, 1959; Субботина, 1960; Bandy, 1964; Bolli, 1966; Hay et al., 1967; Blow, 1969; Berggren, 1969; Крашенинников, 1969; Шуцкая, 1970; Martini, 1971 и др.).

В то же время полученные данные свидетельствуют о том, что *глобальных* зон по микропланктону для всего кайнозоя в строгом смысле не существует. В целом к субглобальным биостратонам могут быть отнесены, например, зоны по планктонным фораминиферам палеоцена—эоцена (рис. 7) (время, когда отмечалось потепление и ареалы тепловодного карбонатного планктона расширялись от тропических широт к аркто-бореальным и натальным). Для характеризующих зоны этого возраста ассоциаций зоо- и фитопланктона типичны космополитные формы. Однако начиная с олигоцена, когда наступило глобальное похолодание и оформилась близкая к современной широтная климатическая зональность, микропалеонтологические ассоциации низких, средних и высоких широт стали заметно различаться. Поэтому в их пределах используются в той или иной степени различные зональные шкалы с разным количеством зон, границы которых часто устанавливаются по разным видам (рис. 8). Зональные комплексы разных широт могут иметь заметные отличия в таксономическом составе, а в качестве датированных уровней во многих случаях выбираются различные формы. Ну а в связи с тем, что в осадочных толщах высоких широт с возрастом моложе эоцена остатки карбонатного планктона редки или отсутствуют, в качестве основных инструментов при биостратиграфическом расчленении и определении возраста здесь используются кремнистые микроорганизмы.

Отдельно следует подчеркнуть, что датумплейны одних и тех же важных в стратиграфиче-

ском отношении видов при переходе из одной широтной области в другую могут оказаться диахронными, что мешает осуществлять корректные сопоставления разрезов разных климатических поясов. На это приходится обращать внимание, так как в ряде случаев под влиянием “гипноза” изучения зон в одном разрезе исследователи “подравнивают” зональные границы в других разрезах, не задумываясь об объеме допуска такого “подравнивания”. В связи с тем, что при проведении границ зон (в частности, по планктону) следует учитывать *полный* интервал стратиграфического распространения маркирующих форм, при оценке возраста появления таксонов необходимо использовать уровень с наиболее древней из имеющихся датировок (и наоборот, при определении возраста исчезновения таксонов следует использовать уровень с наиболее молодой датировкой). При этом “разброс” возрастных датировок какого-либо из уровней, выбранного в качестве характеристики зональных границы, не должен превышать пределов необходимой точности. Поэтому в конкретных ситуациях надо ориентироваться на то, чтобы имеющийся допуск, или “люфт”, составлял самую минимальную часть зонального интервала. Вот почему при проведении границ большое значение имеет как изучение ископаемых комплексов в широкой серии разрезов, так и использование для контроля других палеонтологических групп, а также анализ различных маркирующих реперов (палеомагнитных, изотопных, литологических и др.).

Однако, несмотря на определенные осложнения, создание субглобальных океанических зональных шкал кайнозоя, а также шкал для обширных сегментов океанов (например, для северной части Тихого океана или высоких южных широт) на основе данных, полученных в результате осуществления Международного проекта глубоководного бурения, представляется одним из важнейших достижений геологии последних десятилетий. Сейчас считается общепринятым фактом, что биостратиграфические зоны тропического пояса прослеживаются во всех трех океанах — Тихом, Атлантическом и Индийском, то есть действительно в субглобальном масштабе. И именно на их основе вносятся коррективы в определение объемов ярусов в стратотипах кайнозоя МСШ, установленных в наземных разрезах. В настоящее время практически все границы ярусов палеогена и неогена в стратотипических разрезах Западной Европы датируются во многом с помощью изученных в них комплексов карбонатного планктона, сопоставленных с ассоциациями океанических зональных шкал.

В то же время из материалов глубоководного бурения следует еще одно обстоятельство. Оказалось, что зоны кайнозоя, отмеченные в одном океане (например, в Тихом), *не всегда точно* совпадают с зонами другого океана (Атлантического

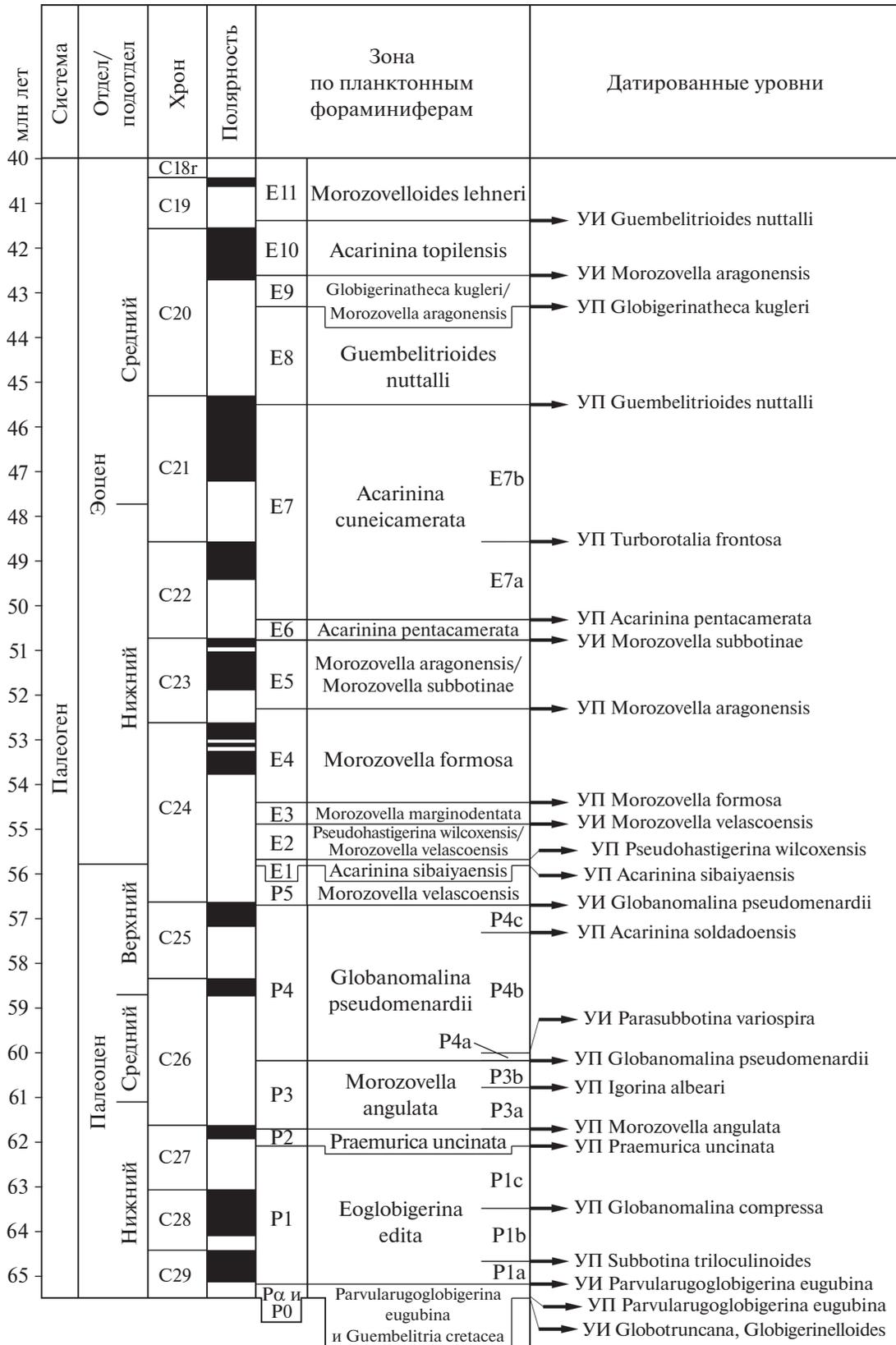


Рис. 7. Зональная шкала палеоцена–эоцена по планктонным фораминиферам, скоррелированная с палеомагнитной шкалой A Geologic Time Scale 2004 (по Wade et al., 2011, с упрощением). а–с – подзоны. Аббревиатуры см. на рис. 5.

млн лет	Хрон	Полярность	Отдел/ подотдел	Ярус	Зоны по планктонным фораминиферам различных широт						
					(суб)тропические			переходные		(суб)антарктич.	
					Berggren et al. (1995)		Blow (1969)	Berggren et al. (1983, 1995)		Berggren (1992)	
					Сер	Лангий	Бурдигал	Нижний	Аквитан	Хатт	
15	C5AD		Миоцен	Сер	M7	Globorotalia peripheroacuta	N10	Mt6	Orbulina suturalis/ Globorotalia peripheroronda	AN4	Globorotalia miozea
		M6			Gl. peripheroronda	N9					
16	C5B			Лангий	M5	b Praeorbulina sicana— Orbulina suturalis	N8	Mt5	b Praeorbulina sicana— Orbulina suturalis	AN4	Globorotalia miozea
		a							a		
17	C5C			Бурдигал	M4	b Catapsydrax dissimilis— Praeorbulina sicana	N7	Mt4	Gl. miozea	AN3	Globorotalia praescitula
		a									
18	C5D			Бурдигал	M3	Globigerinatella insueta— Catapsydrax dissimilis	N6	Mt3	Globorotalia praescitula— Globorotalia miozea	AN3	Globorotalia praescitula
19	C5E					Нижний			M2		
20	C6			Аквитан	M1		b Globorotalia kugleri	N4		Mt1	b Globorotalia kugleri
21	C6A					Хатт			P22		
22	C6AA		Ол.	Верх.	M1		b Globorotalia kugleri	N4		Mt1	b Globorotalia kugleri
23	C6B					Ол.			Верх.		
24	C6C										

Рис. 8. Зональные шкалы нижнего—среднего миоцена по планктонным фораминиферам различных климатических широтных зон (по Berggren et al., 1995, с упрощениями).

Ол. — олигоцен, верх. — верхний, сер. — серравалей, а—b — подзоны.

или Индийского). Другими словами, палеонтологическая характеристика и стратиграфическое распространение ряда форм отдельных зон кайнозой, используемых в пределах одного океана (например, низких широт Тихого океана), не всегда точно совпадают с таковыми зон тех же широт в другом океане (низких широт Атлантического океана) (например, Berggren et al., 1995; Wade et al., 2011; Agnini et al., 2014). Это свидетельствует об определенных различиях водных масс таких крупных экосистем, как океаны. Такой факт четко устанавливается при детальном анализе ископаемых биокомплексов и свидетельствует о том, что океанские воды не являлись во всем однородными в различных областях и частях океанов. При этом приходится учитывать различную роль многих биотических и абиотических факторов, влияющих на формирование палеокомплексов (эволюционные преобразования, конкурентные взаимоотношения таксонов в биотических сообществах, деятель-

ность течений, химический состав вод, процессы, влияющие на сохранность остатков микроорганизмов при опускании на морское дно, а также при их захоронении в осадках и фоссилизации в осадочных породах и др.). Здесь же уместно заметить и о случаях определенного своеобразия биотических комплексов, отмечаемых в различных районах океанов (в частности, на их окраинах и в бассейнах эпиконтинентального типа, где помимо широтной проявляется циркумконтинентальная зональность) и заключающихся в появлении отдельных эндемиков, подвидов и морфотипов и исчезновении некоторых форм, типичных для других акваторий. Практически это свидетельствует о проявлении провинциализма, что, видимо, было свойственно также палеозойским и мезозойским морским бассейнам.

Как показала практика, разработанные зональные шкалы по различным группам планктона

могут использоваться также успешно при датировании, расчленении и корреляции толщ и наземных разрезов. Изучение в таких разрезах микропалеонтологических комплексов и сопоставление их с ассоциациями зональных шкал во многих случаях позволило провести детальное расчленение кайнозойских толщ, а также пересмотреть или уточнить возраст различных формаций, свит и региональных ярусов. При этом в шельфовых разрезах часто достаточно трудно проследить зоны, выделенные в океанических толщах, в их полных объемах и определить их границы. В таких разрезах океанические фации, содержащие “эталонные” зональные палеонтологические комплексы, представлены только в идеальных случаях. Это может приводить к несмыкаемости зон в относительно мелководных фациях. К тому же уровни появления и исчезновения стратиграфически важных таксонов здесь могут не совпадать с таковыми их реального возникновения и вымирания. Кроме того, при переходе от океанических к более мелководным отложениям число типично океанических видов в составе комплексов уменьшается (вплоть до их отсутствия), и доминировать начинают формы, характерные для прибрежных вод. Поэтому нередко выделяются местные или локальные биостратиграфические подразделения (охарактеризованные в основном относительно мелководными ассоциациями), которые затем коррелируются с океаническими зонами.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ПО ГЛУБОКОВОДНОМУ БУРЕНИЮ В РЕКОНСТРУКЦИЯХ УСЛОВИЙ И ПАРАМЕТРОВ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ПРОШЛОГО

Обработка материалов глубоководного бурения не только внесла важный вклад в отработку методик и приемов зонального биостратиграфического расчленения морских толщ кайнозоя и проведение их обоснованного датирования, но и позволила получить огромный массив новых данных, представляющих значительную ценность для реконструкций параметров окружающей среды прошлого, прослеживания изменений режимов океанической циркуляции, климата и характера седиментации, а также выявления особенностей развития древней морской биоты.

Палеоокеанология и палеоклимат кайнозоя по данным анализа изотопного состава раковин ископаемых фораминифер

Большую ценность для проведения палеоклиматических и палеоокеанологических реконструкций представляют результаты изучения количественного изменения изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в раковинах глубоковод-

ных бентосных фораминифер из кайнозойских разрезов скважин, пробуренных в Мировом океане. Данные по $\delta^{18}\text{O}$ представляют основу для оценок скорости и масштаба изменений во времени температур глубинных океанических вод, а также объема континентальных льдов. Так как формирование глубинных вод в основном связано с охлаждением и опусканием морских вод в приполярных регионах, их температуры одновременно отражают и температуры поверхностных вод в высоких широтах (Kennett, 1982; Zachos et al., 2001 и др.). Метод определения соотношения тяжелых и легких изотопов кислорода в состоящих из карбоната кальция раковинах бентосных фораминифер является основным инструментом для восстановления абсолютных значений палеотемператур глубинных вод (выявлено, что чем больше значения $\delta^{18}\text{O}$, тем ниже температуры, так как при потеплениях раковины фораминифер обогащены легким изотопом кислорода, а при похолоданиях – тяжелым изотопом). Одновременно он дает возможность получить информацию о температурных градиентах палеосреды и изменениях состава морских вод. С другой стороны, анализ изотопно-углеродного состава ($\delta^{13}\text{C}$) раковин бентосных фораминифер дает ценную информацию о потоке питательных веществ и крупных изменениях в круговороте этих веществ и углекислого газа в океанских глубинах. Метод основан на выявлении соотношения редких стабильных изотопов и обычных изотопов углерода в раковинах и, как правило, проводится параллельно с изотопно-кислородным анализом.

Как уже говорилось, в глубоководных скважинах, пробуренных в районах различных климатических поясов, были вскрыты серии разрезов, в которых представлены практически непрерывные последовательности осадочных толщ, накопившихся за те или иные интервалы кайнозоя. Использование современных методик дало возможность проводить детальный анализ летописей изменений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ высокой разрешаемой способности. Впервые был накоплен большой массив данных *по изотопии*, который ранее было трудно представить, и это позволило выявить интервалы изменений климата, определить скорость и масштаб климатических перестроек, а также сделать выводы об их влиянии на режим океанической циркуляции и условия окружающей среды прошлого (Miller et al., 1987, 1991; Zachos et al., 2001, 2008; Cramer et al., 2009 и др.). Ниже приводится более подробная характеристика полученных результатов, так как подобные данные, основанные на исследованиях тысяч образцов из океанических толщ, до начала глубоководного бурения отсутствовали. Именно они дали возможность по-новому расшифровать многие особенности палеоклиматических и палеоокеанологических обстановок.

Согласно реконструкциям, выполненным на основе использования изотопного метода, в начале кайнозоя, в первой половине палеоцена, на Земле в целом господствовал одинаково теплый и ровный климат с небольшими температурными градиентами между экватором и полюсами. Термическая структура океана была относительно однородной, с температурами донных вод около $+8^{\circ}\text{C}$. Резкие меридиональные термические градиенты отсутствовали, а тропические зоны были более широкими по сравнению с современными. Поэтому океан характеризовался широтной теплопроводной циркуляцией. Циркуляция и температура донных вод были обусловлены в целом не термической, а соленостной стратификацией. В середине палеоцена (около 59 млн лет назад) отмечается начало отчетливого тренда глобального потепления продолжительностью ~ 10 млн лет. В конце палеоцена, около 56 млн лет назад, фиксируется повышение температуры донных вод более чем на 5°C . Этот кратковременный интервал (продолжительностью ~ 170 тыс. лет) назван палеоцен-эоценовым термальным максимумом (Paleocene–Eocene Thermal Maximum = PETM). Потепление продолжилось в раннем эоцене, достигнув максимума около 50 млн лет назад (раннеэоценовый климатический оптимум – Early Eocene Climatic Optimum = EECO). Согласно полученным данным, климат раннего эоцена (в интервале 53–50 млн лет назад) был *самым теплым во всем кайнозое*, с температурами донных вод $+10^{\circ}\text{C}$ и более; около 50 млн лет назад температуры глубинных вод достигали $+14^{\circ}\text{C}$. Это потепление обусловило дальнейшее снижение температурных градиентов между приполярными и приэкваториальными областями.

После температурного пика, в самом конце раннего эоцена (около 49 млн лет назад), в океанах по соотношению изотопов кислорода фиксируется начало *общего тренда* глобального кайнозойского похолодания, характеризующего историю развития Земли за последние 50 млн лет. Этот климатический тренд, однако, имел сложный и неоднородный характер, при котором эпизоды падения температур водных масс чередовались с интервалами стабильных условий и относительных потеплений. Например, наиболее отчетливое потепление на фоне тренда глобального похолодания в среднем эоцене фиксируется в интервале ~ 40.6 – 40.0 млн лет назад (среднеэоценовый климатический оптимум – Middle Eocene Climatic Optimum = MECO), с пиком около 40 млн лет назад, когда температуры донных вод достигали $+8^{\circ}\text{C}$. Однако на протяжении среднего и позднего эоцена фиксируется усиление контраста между температурами вод низких и высоких широт по причине падения температур последних в результате похолодания. Понижение температуры вод приполярных областей вело к формированию более холодных дон-

ных вод. Придонные же воды отличаются от поверхностных тем, что после формирования и растекания в горизонтальном направлении они мало меняются на огромных океанических пространствах. Поэтому их проникновение по направлению к экватору могло вызывать усиление температурного контраста между поверхностными и донными водами в низких и средних широтах, а также приводить к усилению широтного термического градиента. Увеличение вертикального температурного градиента вело к появлению термоклина, который обуславливал “разъединение” поверхностных и глубинных вод, что препятствовало подъему последних к поверхности. Интересно отметить, что согласно данным, полученным при обработке материалов глубоководного бурения у восточного побережья Антарктиды (Baron et al., 1991), оледенение на участках побережья Восточной Антарктиды и образование морских льдов на ее шельфе, вероятно, могли иметь место уже в конце среднего эоцена (около 39 млн лет назад).

Однако, как свидетельствуют результаты исследований по соотношению изотопов кислорода, наиболее знаменательное событие произошло вблизи границы между эоценом и олигоценом (~ 34 млн лет назад). В это время фиксируется значительное падение температур донных вод в Мировом океане, а также поверхностных вод в южной приполярной области (олигоценовое кислородно-изотопное событие *Oi-1*). Многочисленные данные указывают на то, что к этому времени относится начало интенсивного формирования оледенения Антарктиды и морских льдов на ее шельфовой окраине. За счет охлаждения и опускания ко дну поверхностных вод с нормальной соленостью в прилегающих к Антарктиде мелководных районах началось образование низкотемпературных плотных антарктических придонных вод, растекавшихся к северу. Этот отток стал компенсироваться подъемом менее плотных циркумполярных глубинных вод, что формировало зону антарктической дивергенции повышенной биологической продуктивности. Поэтому анализ изотопного состава раковин бентосных фораминифер этих районов дает информацию не только об объеме ледников, составе и температурах донных вод, но и о температурах приполярных поверхностных вод. Таким образом, процесс формирования холодных донных вод во время пика похолодания в самом начале раннего олигоцена привел к появлению в высоких широтах Южного полушария криосферы, а в океанических глубинах – *психросферы*, то есть к изменению всего температурного режима планеты (так называемый “оранжерейный” режим – “green house” сменился “ледниковым” режимом – “ice house”). Значительно возросшее влияние полярных областей на формирование глобальной океанической циркуляции и климатического ре-

жима в целом к началу олигоцена привело к смене режимов общей океанической циркуляции и климата. Появление более резких температурных градиентов между высокими и низкими широтами вследствие высокоширотного похолодания вызвало усиление вертикальной и поверхностной океанической циркуляции. Возникновение в водной толще выраженных температурных градиентов обусловило изменение комплекса характеристик и циркуляции поверхностных вод, а также интенсификацию поверхностных течений. Преимущественно широтная тепловодная циркуляция на всех глубинах, характерная в целом для вод Мирового океана в раннем палеогене, сменилась преимущественно меридиональной термогалинной холодноводной циркуляцией. Появление более резких температурных градиентов между высокими и низкими широтами вследствие высокоширотного похолодания вызвало усиление вертикальной и поверхностной океанической циркуляции. Это, в свою очередь, приводило к усилению деятельности прибрежных ветров и пассатов, вызывавшей активизацию прибрежных и экваториальных *авеллингов*. Изменения в океанической циркуляции особенно ярко выразились в высоких южных широтах, где в начале олигоцена появился циркумполярный пояс кремнеаккумуляции, который отражает обширную зону подъема глубинных вод, богатых питательными веществами. Термические барьеры в высоких южных широтах в виде зон антарктической и субтропической конвергенции стали основными биогеографическими преградами, влияющими на распространение планктонных организмов.

Итак, общий тренд глобального кайнозойского похолодания имел на протяжении последних 50 млн лет сложный и неоднородный характер. Хотя климатические и океанографические изменения, произошедшие в конце среднего эоцена, привели к некоторому усилению широтного температурного градиента и контраста между глубинными и поверхностными водами, коренная перестройка океанической циркуляции и климата имела место вблизи границы между эоценом и олигоценом. Именно в это время был нарушен общий циркуляционный и температурный баланс, существовавший в раннем палеогене, что явилось толчком к формированию психросферы и криосферы и началу перехода планеты от общего “оранжерейного” температурного режима к “ледниковому” режиму. Однако происходившие изменения не сразу привели к современной широтной зональности с самыми низкими температурами в высоких широтах, по сравнению с предыдущими эпохами. Начиная с олигоцена, эпизоды скачкообразного падения температур чередовались с интервалами стабильных условий и периодами относительных потеплений. Наиболее масштабные потепления с повышением температур глубинных вод отмечены

в конце олигоцена и в середине миоцена (миоценовый климатический оптимум вблизи границы между ранним и средним миоценом). В целом результаты анализа изотопов кислорода свидетельствуют, что температуры вод приполярных областей до конца среднего миоцена (время начала постепенного похолодания) оставались на несколько градусов выше по сравнению с современными, а постоянных континентальных льдов не существовало. Постоянное оледенение Восточной Антарктиды формируется только начиная с конца среднего миоцена, а Западной Антарктиды — с начала плиоцена. Начало же континентального оледенения Северного полушария относится к среднему плиоцену. Таким образом, в начале раннего олигоцена тропические и субтропические зоны были шире современных. Климат на Земле был мягче по сравнению с современным, оледенения высоких южных широт не были постоянными, а значения температур вод в этих районах не были такими низкими, как сейчас. Однако несмотря на это, формирование психросферы и образование термической стратификации вод имели *необратимый характер*. Это, наряду с изменением глобальной океанической циркуляции, имело решающее значение для изменения закономерностей развития и распространения как планктонных организмов, так и океанической биоты в целом. В целом палеоклиматическая эволюция в кайнозое имеет три главные особенности: (1) общее понижение температуры начиная с конца раннего эоцена; (2) более резкое похолодание в высоких широтах и более слабое в тропических широтах; (3) не постепенный, а скачкообразный характер похолодания (Zachos et al., 2001) (рис. 9). А к настоящему времени выполнены обобщения, основанные на еще более обширном массиве данных по изотопии, которые позволили значительно дополнить и усовершенствовать кривые изменений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, а также уточнить возраст происходивших перестроек (Cramer et al., 2009).

Отдельно следует сказать, что результаты изучения количественного изменения изотопного состава кислорода в разрезах океанических отложений внесли огромный вклад в выделение “морских изотопных стадий” (Marine Isotope Stages = MIS) неогена—квартера. Разработанная к настоящему времени детальная шкала этих стадий, отражающая последовательность относительно кратковременных периодов потеплений и похолоданий, представляет основу дробного климатостратиграфического расчленения и датирования четвертичных морских отложений и их корреляции с континентальными толщами.

К сказанному выше следует добавить, что при исследовании керна из глубоководных скважин, помимо биостратиграфического и магнитостратиграфического методов, а также изучения изменения

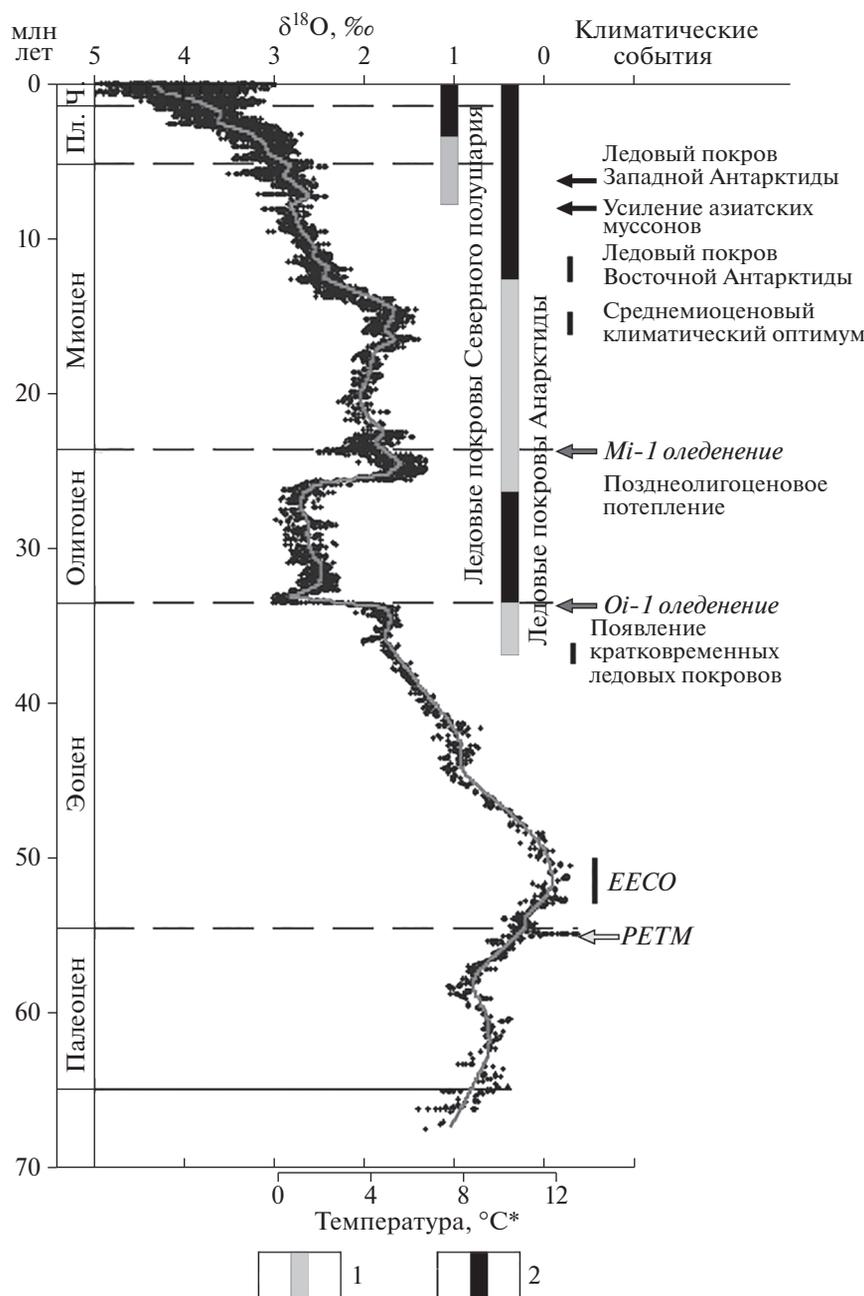


Рис. 9. Кривая глобальных изменений $\delta^{18}\text{O}$ в глубоководных отложениях кайнозоя и “календарь” важных климатических событий палеоцена–квартера (по Zachos et al., 2001).

1, 2 – ледовые покровы: 1 – частичные или кратковременные, 2 – полномасштабные или постоянные; *PETM* – палеоцен-эоценовый термальний максимум, *EECO* – раннеэоценовый климатический оптимум. пл. – плиоцен, ч. – четвертичный период.

изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и углерода ($\delta^{13}\text{C}$), для геологических и палеоклиматических реконструкций, как и определения возраста пород, сейчас в той или иной мере используются и другие методы и подходы (стронциевая изотопная, осмиевая изотопная, серная изотопная стратиграфия, радиоизотопная геохронология, астрохронология, TEX_{86} и проч.). Возможно, часть из них пока не

имеет определяющего и масштабного значения, но их роль постоянно растет. В частности, все больше получает развитие *стронциевая изотопная хемостратиграфия* (основанная на изучении вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), которая в ряде случаев помогает совершенствовать стратиграфические схемы, их корреляции и палеогеографические модели. Так, изучение образцов кайнозойских карбонатных

отложений, прежде всего неогеновых, из разных частей Мирового океана выявило одинаковое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в одновозрастных осадках, что позволяет использовать Sr-изотопную характеристику как средство корреляции (DePaolo, Ingram, 1985; Koepnick et al., 1985; Hodell et al., 1989; Farrell et al., 1995 и др.). А поскольку отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кайнозое неуклонно повышалось, высокий градиент этого отношения позволяет различать возраст морских отложений с точностью до яруса и даже дробнее (Кузнецов и др., 2018). Но подробная характеристика разных методов не входит в нашу задачу, и мы отсылаем читателя к соответствующим сводкам последних лет (например, см. McArthur et al., 2001, 2020).

*Некоторые особенности развития
и распространения микропалеонтологических
комплексов в кайнозое*

Большой вклад в реконструкции изменений морской среды, океанической циркуляции и климата прошлого внес детальный анализ данных по таксономическому составу и характеру пространственного распределения разновозрастных комплексов микропланктона, полученных в ходе изучения глубоководных скважин. Это объясняется тем, что, во-первых, микроорганизмы являются достаточно чувствительными индикаторами изменений температур морских вод, а во-вторых, характер площадного распространения и скорости накопления биогенных осадков отражают особенности режимов океанической циркуляции и условий осадкообразования.

В современном Мировом океане таксономический состав планктонных ассоциаций во многом определяется широтной климатической зональностью: в различных географических зонах доминируют группы карбонатных или кремнистых организмов определенного видового состава. От положений климатических зон и деятельности течений в этих поясах зависит температурный режим поверхностных водных масс. Они разделены переходными – фронтальными – зонами (фронтами), которые простираются субширотно в соответствии с границами климатических зон. Во фронтальных зонах развиты сообщества смешанного состава, то есть переходные между комплексами соседних водных масс. Фронты служат термическими барьерами для миграции многих представителей планктона, поэтому распространение этих видов ограничено определенной поверхностной водной массой и является для нее наиболее показательным. Иными словами, различные планктонные ассоциации приурочены к поясам, которые в целом протягиваются параллельно экватору. Подобные пояса прослеживаются и в донных осадках океанов, куда остатки микроорганизмов попадают в процессе седиментации (Лисицын, 1978). С

другой стороны, для теплых водных масс низких-средних широт в целом характерно доминирование карбонатного планктона, который является основным источником биогенного карбоната в донных осадках. В холодных водах высоких широт карбонатный планктон развит намного реже или практически отсутствует. Здесь доминирует кремнистый микропланктон, прежде всего диатомовые водоросли, что обуславливает процесс преимущественно биогенного кремнеобразования. Исключением, пожалуй, являются Северная Атлантика и примыкающие к ней моря, где глубинные воды отчасти образуются за счет поступления “молодых” вод северного происхождения, которые формируются на границе с Арктическим бассейном и недостаточно обогащены растворенным кремнеземом. Поэтому панцири и скелеты кремнистых микроорганизмов на дне подвергаются растворению за счет взаимодействия с глубинными водами, что объясняет здесь незначительное накопление биогенных кремнистых осадков. Отметим также, что ввиду недонасыщенности морских вод кремниевой кислотой активное развитие кремнистого фитопланктона (основного продуцента биогенного кремнезема и поставщика его в осадки) возможно только в областях, где происходит вертикальное перемешивание вод, в результате которого к поверхности поднимаются глубинные воды, богатые минеральными веществами, в том числе кремнеземом (например, в зонах дивергенций и апвеллингов). Таким образом, характер развития диатомовых водорослей в планктоне (в том числе их продуктивность) и их участие в биогенной седиментации в разных частях Мирового океана неоднородны и, в конечном счете, зависят от режима глобальной океанической циркуляции. В соответствии с этим в Мировом океане выделяются три основных пояса современного осадочного кремнеобразования (Лисицын, 1978). Положение этих поясов в целом совпадает с таковым регионов, поверхностные воды которых характеризуются наибольшим развитием диатомовой флоры. Следовательно, по смене характера распространения и интенсивности накопления кремнистых толщ можно судить об изменениях степени продуктивности диатомовой флоры в поверхностных водах того или иного региона в соответствующий интервал геологического времени.

Изучение материалов глубоководного бурения показало, что широтная зональность была характерна и для распространения древнего микропланктона. Исследования таксономического состава разновозрастных ископаемых ассоциаций в разрезах скважин различных регионов океана дали возможность прослеживать смещение во времени поверхностных масс по отношению к экватору в результате климатических флуктуаций, отражающих периоды потеплений и похолоданий.

С другой стороны, анализ пространственного распространения ископаемых комплексов карбонатных и кремнистых микроорганизмов в разрезах позволил сделать выводы о смещении во времени “теплых” и “холодных” водных масс, степени контраста широтных температурных градиентов в океанах, а также об изменениях океанической циркуляции. В частности, анализ особенностей распространения морских кайнозойских биогенных кремнистых толщ (Baldauf, Barron, 1990; Vargon et al., 2015) дал возможность выявить различия в развитии кремнистого фитопланктона в океанах в разные интервалы палеогена и неогена, а также связать их с перестройками климата и океанической циркуляции.

Кроме того, полученные в ходе обработки материалов глубоководного бурения данные позволили установить особенности палеобиотических сообществ кайнозоя открытых бассейнов и шельфовых зон, определить специфику развития комплексов открытоокеанических, полуизолированных и окраинно-океанических экосистем, с анализом эволюции ассоциаций микроорганизмов отдельных провинций.

Общие особенности эволюции океанических экосистем

Суммирование изложенных выше данных служит основой расшифровок ряда общих особенностей развития морских палеоэкосистем и трендов изменения палеогеографических обстановок. Этому посвящено множество работ (Kennett, 1982 и др.), поэтому ниже они излагаются в кратком виде.

– Получены данные по *этапности развития* различных групп морской фауны и флоры (с фиксацией периодов всплеск формообразования и таксономического разнообразия), с рассмотрением развития как отдельных видов, так и сообществ. Именно с учетом этих данных был проведен анализ этапности геологического развития крупных морских экосистем (Атлантического, Тихоокеанского, Антарктического и Арктического бассейнов) и их частей.

– Установлены различия между биокомплексами в зависимости от их *широтной приуроченности*, то есть их принадлежности к разным климатическим поясам (тропическому, бореальному, нательному и арктическому).

– Изучение микропалеонтологических комплексов в разрезах океанических *эктонных зон* дало возможность определить особенности биообществ этих переходных зон и их смещение во времени в зависимости от климатических флуктуаций.

– При изучении и восстановлении условий развития и формирования древних ассоциаций микроорганизмов было определено влияние на

распространение биоты *морских течений и апвеллингов*. В этом же отношении важными оказались многие морские *проливы* (пролив Дрейка в Южном полушарии, Гибралтарский пролив в Северном полушарии и проч.).

– Обращают на себя внимание случаи определенной *диахронности уровней* появления и исчезновения тех или иных таксонов микропланктонных организмов в разрезах различных морских бассейнов. В одних случаях это, видимо, связано с миграциями биоты, обусловленными климатическим фактором (при потеплениях, например, тропические формы мигрируют к северу, часто отставая во времени появления в высоких широтах на десятки тысяч и даже, возможно, на первые миллионы лет). В других случаях это связывается с раскрытием морских проливов и миграциями палеосообществ из одного бассейна в другой, в результате чего появление одних и тех же таксонов в разных бассейнах может быть неодновременным. Однако точно определить масштаб таких расхождений часто достаточно сложно. Вместе с тем установлены различия палеобиотических сообществ открытых бассейнов и *шельфовых зон*, в которых упомянутые выше “уровни появления и исчезновения” отдельных таксонов тоже обнаруживают диахронность. Наконец, мы вынуждены считаться со спецификой развития биоты эпиконтинентальных, полуизолированных и окраинно-океанических экосистем с их *провинциями*, в которых тоже могут отмечаться случаи диахронности уровней.

– Выявлены случаи *биполярности* в распространении некоторых древних биотических комплексов планктона. Например, недавно определены биполярные ареалы для ряда видов планктонных диатомей начала раннего олигоцена и предложены возможные механизмы их формирования (Gladenkov, 2014).

– На стратиграфической основе построены графики *палеоклиматических флуктуаций* и осуществлены реконструкции палеогеографических обстановок по различным временным срезам. На материалах по микроорганизмам были получены наиболее детальные данные по изменениям *климатических обстановок* прошлого, в частности по смене “оранжерейного” типа климата на “ледниковый” вблизи границы между эоценом и олигоценом (Zachos et al., 2001; Cramer et al., 2009; настоящая работа, рис. 9).

– Накопленный опыт при изучении палеонтологических комплексов в разрезах глубоководных скважин внес существенный вклад в оценку разнообразия различных групп морских микроорганизмов в прошлые эпохи. В частности, это позволило выявить, что *биоразнообразие* на родовом и видовом уровнях карбонатного микрофитопланктона (кокколитофорид) и динофлагеллат достигало максимума в позднем мелу, а с эоцена

и до настоящего времени прослеживается тренд его уменьшения. И, наоборот, биоразнообразие кремнистого микрофитопланктона (диатомей) на протяжении кайнозоя возрастало с отчетливой активизацией вблизи границы между эоценом и олигоценом, а затем в интервале среднего—позднего миоцена. Таким образом, кремнистый фитопланктон и карбонатный фитопланктон имеют различные, не совпадающие по времени тренды увеличения разнообразия. Вероятно, такой контраст отражает специфику развития фитопланктона в различных экологических условиях, которая проявляется в приспособлении к изменениям условий окружающей среды (Falkowski et al., 2004). В частности, диатомеи могут существовать в условиях, когда поставка необходимых для жизнедеятельности веществ в зону фотосинтеза носит не постоянный, а пульсационный характер. При благоприятных условиях водоросли активно используют появляющуюся “подпитку”, и происходит интенсивное и продуктивное развитие диатомовой флоры. Таким образом, для существования диатомей благоприятны условия, когда периоды высокой гидродинамической активности чередуются с периодами относительной стабильности в водной толще. И, напротив, наннопланктон и динофлагеллаты имеют тенденцию к доминированию и продуктивному развитию в относительно спокойных и стабильных условиях. Подобные оптимальные условия для карбонатного планктона существовали в мезозое и раннем палеогене, когда на Земле господствовал “оранжерейный” тип климата с небольшими широтными температурными градиентами между экваториальной и полярными областями и отсутствием сильных ветров. Такой режим предопределял медленную стабильную циркуляцию вод в относительно теплых океанах при отсутствии психросферы и резких термоклинных барьеров в водной толще. На этот период приходится расцвет карбонатного фитопланктона. Переход к “ледниковому” типу климата и появление глобальной термогалинной циркуляции в начале раннего олигоцена явились причинами формирования выраженного термоклина и усиления циркуляции поверхностных вод. Изменения условий окружающей среды создали предпосылки для расцвета и увеличения разнообразия диатомей и, напротив, для регресса и снижения разнообразия карбонатного фитопланктона.

— Отдельно надо отметить, что материалы глубоководного бурения позволили по-новому осветить сложную проблему *эвстатики* и относительного колебания уровня Мирового океана (подробно см., например, Vail, Hardenbol, 1979; Haq et al., 1987; Hardenbol et al., 1998; Miller et al., 2020). В связи с этим надо вспомнить о широком использовании *сейсмостратиграфического метода*, который сейчас сопровождает практически все океанологиче-

ские исследования по выявлению строения дна океанов и их окраин.

— Внесены коррективы в определение *ярусных границ в стратотипах* верхнего мела, палеогена и неогена, установленных в разрезах на материковых блоках, с уточнением границ стратиграфических подразделений разного ранга и возрастного положения маркеров.

— Выявлена общая картина последовательности и связи ряда биотических и абиотических *событий* в Мировом океане для последних 70—75 млн лет. Это позволяет составлять *календари* различных геологических событий, которые наглядно отражают определенные этапы природных процессов прошлого и их масштаб. Такие календари могут быть как субглобальными, так и региональными. В качестве иллюстрации субглобального календаря можно привести известную схему событий кайнозоя из работы (Zachos et al., 2001). К календарям регионального масштаба могут быть отнесены построения одного из авторов статьи для позднего кайнозоя Северо-Тихоокеанского региона (Гладенков, 2007) (рис. 10).

По-видимому, этот перечень общих и частных особенностей развития морских экосистем может быть продолжен. Но при этом важно одно — все эти фактические и методические сведения, полученные при обработке материалов глубоководного бурения, уже сейчас могут быть использованы при построении региональных и межрегиональных стратиграфических схем не только мела и кайнозоя, но и всего фанерозоя в целом.

Изложенные выше выводы представляют собой современную оценку стратиграфических результатов глубоководного бурения. Но мы, конечно, должны помнить и о мнении по разбираемой проблеме тех специалистов, которые сами в прошлые годы принимали активное участие в этих работах и которые еще раньше оценили многие их результаты с позиций не только региональных построений, но и стратиграфических проблем общего плана. В этом отношении уместно вспомнить, например, о некоторых выводах В.А. Крашенинникова — одного из самых известных стратиграфов и специалистов в области изучения ископаемых фораминифер, который оставил несколько крупных монографий о результатах глубоководного бурения, отличающихся громадным объемом привлеченного материала и широтой его анализа. Напомним лишь некоторые из этих выводов, не боясь определенных повторов и учитывая, что они были сделаны много лет назад (Крашенинников, 1969, 1973; Крашенинников, Басов, 2007). В.А. Крашенинников один из первых отметил, что бурение в океанических бассейнах принесит обширнейшие, ранее *неизвестные сведения* об их геологическом строении и истории развития на протяжении мезозойского и кайнозойского времени. Из

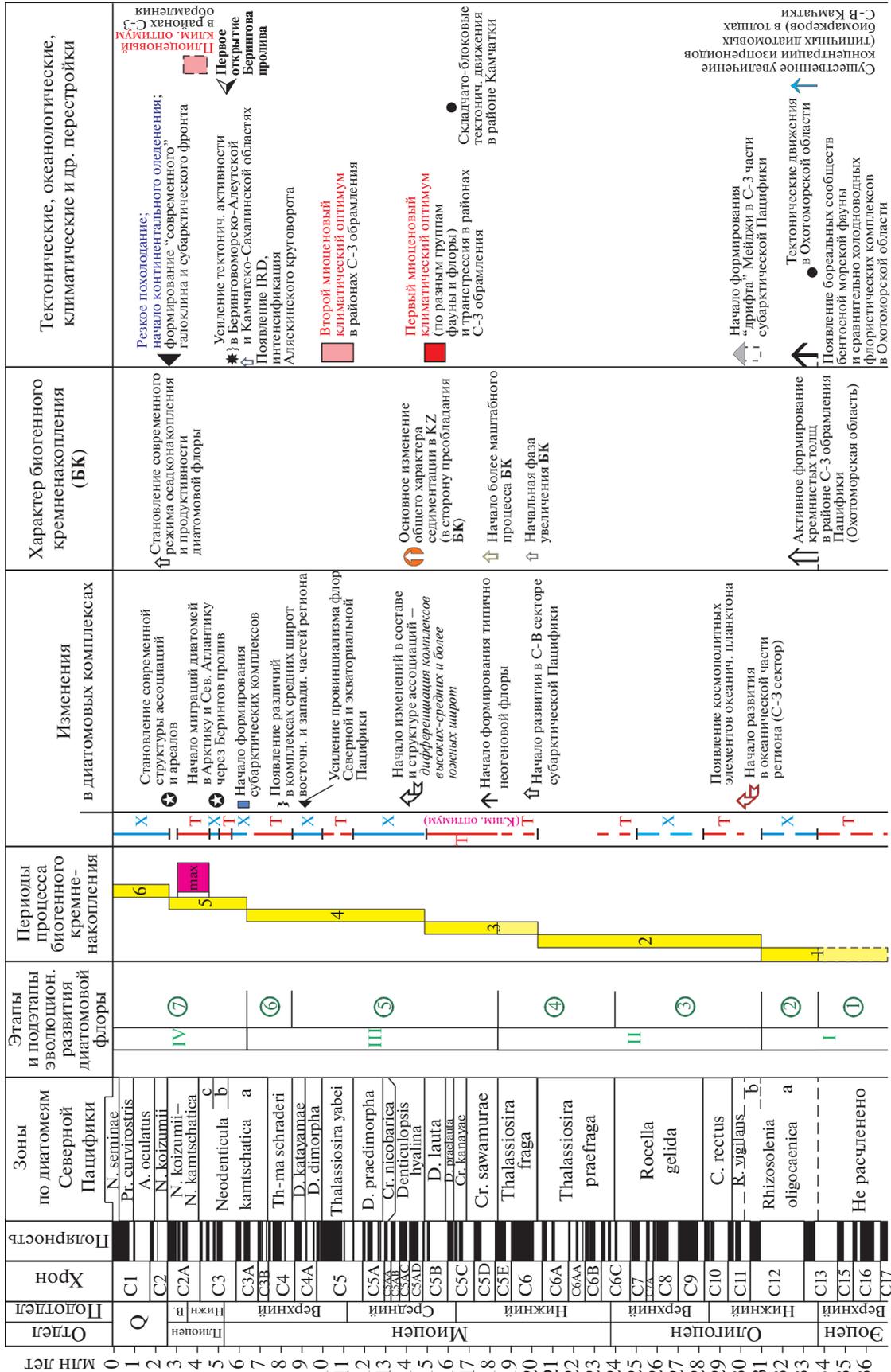


Рис. 10. Изменения комплексов диатомей и геологические события олигоцена–неогена в Северо-Тихоокеанском регионе (по Гладенков, 2007). Т – тепловодные диатомовые ассоциации, Х – холодноводные диатомовые ассоциации.

опыта бурения, по его мнению, следует, что *био-стратиграфический метод* является основным при изучении осадочного чехла планеты, несмотря на интенсивное развитие в последние десятилетия различных физических и химических методов исследования осадочных толщ. Он же заметил, что с течением времени *изменилась палеонтологическая база стратиграфии мезозоя и – прежде всего – кайнозоя*. Основой субглобальных стратиграфических шкал стали планктонные микроорганизмы (фораминиферы, наннопланктон, диатомеи, радиолярии). Бентосные организмы (нуммулитиды, мелкие бентосные фораминиферы, моллюски, морские ежи) сохраняют свое важное значение для разработки региональных стратиграфических шкал, но, как правило, не являются носителями субглобальной стратиграфической информации. Среди планктонных микроорганизмов ведущее положение в кайнозое занимают фораминиферы, которые, с одной стороны, исторически являются наиболее изученной традиционной группой микрофауны, а с другой – отличаются всесветным распространением и быстрым темпом эволюции. Максимальное развитие планктонные фораминиферы получили в тропической области. Здесь они послужили основой для разработки зональной (Карибской) шкалы, предложенной в 1957 г. Г. Болли (Bolli, 1957a, 1957b, 1957c) и модифицированной в 1969 г. У. Блоу (Blow, 1969), а глубоководное бурение подтвердило ее высокий стратиграфический и корреляционный потенциал. В.А. Крашенинникову давно было ясно, что при переходе к субтропическим отложениям палеогена и неогена дробность стратиграфического расчленения по планктонным фораминиферам несколько снижается, а зональные границы могут располагаться на других уровнях. Хотя при переходе к более высокоширотным областям детальность расчленения отложений по планктонным фораминиферам уменьшается, однако основы стратиграфической шкалы сохраняются. По мнению В.А. Крашенинникова, в методическом плане следует рекомендовать расчленение разрезов с помощью *комплексов видов*, а не отдельных таксонов (с этим кто-то может и не согласиться). Последние следует рассматривать в качестве дополнительного аргумента при обосновании границ подразделений. Параллельное использование различных групп планктонных организмов (например, планктонных фораминифер и наннопланктона) повышает степень достоверности стратиграфических построений. Безусловно, эти и многие другие соображения В.А. Крашенинникова свидетельствуют о его широком понимании результатов глубоководного бурения в отношении разработки стратиграфии осадочных отложений нашей планеты и остаются весьма полезными до сих пор.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, результаты стратиграфических исследований, проведенных при глубоководном бурении за 50 лет, во многом имеют “прорывной характер”. Они вносят весомый вклад в разработку и совершенствование методики детальных стратиграфических исследований и определения возраста морских комплексов осадочных пород, а также в реконструкции океанологических и климатических событий прошлого. Полученные результаты имеют важное методическое значение для проведения стратиграфических работ по всему фанерозою. Не случайно полученные в процессе глубоководного бурения материалы постоянно обсуждаются на международных конгрессах по стратиграфии и других научных форумах. Многие из этих материалов были использованы, в частности, в недавно опубликованной обширной сводке по различным стратиграфическим проблемам (Geologic..., 2020).

Впервые показано, что выделенные зональные подразделения кайнозоя могут быть реально прослежены на громадной территории – во всем тропическом поясе трех океанов (Тихого, Индийского и Атлантического). В настоящее время подобные дробные биостратоны стали уже обязательным элементом стратиграфических схем, которые разрабатываются для древних морских толщ, вскрытых на суше.

При этом в проведенных работах значительную роль сыграло изучение комплексов микроорганизмов, которые являлись неотъемлемой частью мезозойских и кайнозойских морских экосистем. Развитие этих ассоциаций во времени проходило на фоне смены режимов океанической циркуляции и осадконакопления, изменения степени продуктивности глубинных и поверхностных вод, их температур и других характеристик. Направленность и тенденции эволюции биотических сообществ в целом отражают этапы развития океанических экосистем прошлого и происходивших в них перестроек. Поэтому исследование этапности развития микроорганизмов дало возможность подойти к установлению последовательности и синхронности разномасштабных природных процессов, пониманию их взаимосвязи и влияния на формирование биоты. Все это позволило выявить общую картину последовательности не только биотических, но и абиотических (климатических, океанографических, палеогеографических, эвстатических) событий в Мировом океане для последних 70–75 млн лет. Весь комплекс работ по особенностям зональной стратиграфии кайнозоя, выполненный при глубоководном бурении за последние 50 с небольшим лет, позволяет дать ему самую высокую оценку. Опыт стратиграфических исследований, полученный в процессе осуществления Международного проекта по глубоководному бу-

рению, достоин дальнейшего изучения и осмысления.

Благодарности. Авторы признательны А.Г. Матулю, В.С. Вишневецкой и Л.Ф. Копаевич за конструктивные советы, которые были учтены при доработке статьи.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басов И.А.* Глубоководное бурение в океанах // Соросовский образовательный журн. 2001. Т. 7. № 10. С. 59–66.
- 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.* Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 120 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 551).
- Гладенков Ю.Б.* Зональная биостратиграфия в решении фундаментальных и прикладных задач геологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 104–117.
- Крашенинников В.А.* Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической областей. М.: Наука, 1969. 187 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 202).
- Крашенинников В.А.* Стратиграфия миоценовых отложений области Атлантического, Индийского и Тихого океанов по фораминиферам. М.: Наука, 1973. 224 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 233).
- Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия палеогеновых отложений Мирового океана и корреляция с разрезами на континентах. М.: Научный мир, 2007. 316 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 583).
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ, 1973. Т. 1. 530 с.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации: литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 366 с.
- Литвин В.М.* Морфоструктура дна океанов. Л.: Недра, 1987. 275 с.
- Матуль А.Г.* Глубоководное научное бурение в океане: структура, итоги, планы // Природа. 2010. № 7. С. 24–33.
- Меннер В.В.* Избранные труды. Общие вопросы стратиграфии. М.: Наука, 1991. 288 с.
- Морозова В.Г.* Зональная стратиграфия палеогена на основе развития микроскопических фораминифер // Труды совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 277–293.
- Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. Отв. ред. Мониин А.С., Лисицын А.П. М.: Наука, 1980. 464 с.
- Рубаник Н.К.* Глубоководное бурение в океанах: история и перспективы. К 40-летию Международной программы глубоководного бурения // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 6. С. 104–109.
- Степанов Д.Л., Месежников М.С.* Общая стратиграфия (методы стратиграфических исследований). Л.: Недра, 1979. 423 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, Межведомственный стратиграфический комитет, 2019. 96 с.
- Субботина Н.Н.* Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений СССР // Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 24–38.
- Удинцев Г.Б.* Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970. 256 с. (Труды ВНИГРИ. Вып. 70).
- A Geologic Time Scale 2004. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 589 p.
- Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Pälike H., Backman J., Rio D.* Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes // Newslett. Stratigr. 2014. V. 47. P. 131–181.
- Baldauf J.G., Barron J.A.* Evolution of biosiliceous sedimentation patterns – Eocene through Quaternary: paleoceanographic response to polar cooling // Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. Eds. Bleil U., Thiede J. Kluwer Academic Publ., 1990. P. 575–607.
- Bandy O.L.* Cenozoic planktonic foraminiferal zonation // Micropaleontology. 1964. V. 10. P. 1–17.
- Barron J.A.* Planktonic marine diatom record of the past 18 m.y.: appearances and extinctions in the Pacific and Southern Oceans // Diatom Res. 2003. V. 18. P. 203–224.
- Barron J.A.* Diatom biochronology for the Early Miocene of the Equatorial Pacific // Stratigraphy. 2005. V. 2. P. 281–309.
- Barron J.A., Gladenkov A.Y.* Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP. Sci. Res. College Station. TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 3–19.
- Barron J.A., Larsen B., Baldauf J.G.* Evidence for late Eocene to early Oligocene Antarctic glaciation and observations on late Neogene glacial history of Antarctica: results from Leg 119 // Proc. ODP. Sci. Res. College Station. TX (Ocean Drilling Program). 1991. V. 119. P. 869–891.
- Barron J.A., Stickley C.E., Bukry D.* Paleoclimatological and paleoecological constraints on the global Eocene diatom and silicoflagellate record // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2015. V. 422. P. 85–100.
- Berggren W.A.* Rates of evolution of some Cenozoic planktonic foraminifera // Micropaleontology. 1969. V. 15. P. 351–365.

- Berggren W.A., Pearson P.* Tropical to subtropical planktonic foraminiferal zonation of the Eocene and Oligocene // *J. Foraminiferal Res.* 2005. V. 35. P. 279–298.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C.III, Aubry M.-P.* A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy // *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. Eds. Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.-P., Hardenbol J. *SEPM Spec. Publ.* 1995. № 54. P. 129–212.
- Blow W.H.* Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // *Proc. First Int. Conf. on Planktonic microfossils*, Geneva, 1967. Eds. Bronnimann P.R., Renz H.H. Leiden: E.J. Brill, 1969. V. 1. P. 199–421.
- Bolli H.M.* Planktonic foraminifers from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. // *U.S. Nat. Mus. Bull.* 1957a. № 215. P. 97–123.
- Bolli H.M.* Planktonic foraminifers from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B.W.I. // *U.S. Nat. Mus. Bull.* 1957b. № 215. P. 155–172.
- Bolli H.M.* The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-lower Eocene Lizard Formation of Trinidad, B.W.I. // *U.S. Nat. Mus. Bull.* 1957c. № 215. P. 61–81.
- Bolli H.M.* Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera // *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Mineraria y Petróleo*. 1966. V. 9. P. 3–32.
- Bramlette M.N., Riedel W.R.* Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores // *J. Paleontol.* 1954. V. 28. P. 385–403.
- Bukry D.* Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation // *Init. Repts. DSDP*. Washington: U.S. Government Printing Office, 1973. V. 15. P. 685–703.
- Bukry D.* Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, north-western Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32 // *Init. Repts. DSDP*. Washington: U.S. Government Printing Office, 1975. V. 32. P. 677–701.
- Cande S.C., Kent D.V.* A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 13917–13951.
- Cande S.C., Kent D.V.* Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 6093–6095.
- Cramer B.S., Toggweiler J.R., Wright J.D., Katz M.E., Miller K.G.* Ocean overturning since the Late Cretaceous: inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation // *Paleoceanography*. 2009. V. 24. PA4216.
- DePaolo D.J., Ingram B.* High-resolution stratigraphy with strontium isotopes // *Science*. 1985. V. 227. P. 938–941.
- Falkowski P.G., Katz M.E., Knoll A.H., Quigg A., Raven J.A., Schofield O., Taylor F.J.R.* The evolution of modern eukaryotic phytoplankton // *Science*. 2004. V. 305. P. 354–360.
- Farrell J.W., Clemens S.C., Gromet L.P.* Improved chronostratigraphic reference curve of late Neogene seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // *Geology*. 1995. V. 23. P. 403–406.
- Geologic Time Scale 2020*. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Elsevier BV, 2020. 1357 p.
- Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. Eds. Bleil U., Thiede J. Kluwer Academic Publ., 1990. 834 p.
- Gladenkov A.Yu.* Bipolar distribution of some earliest Oligocene marine diatoms // *Nova Hedwigia*. 2014. Beih. 143. P. 337–368.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.-C., Vail P.R.* Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // *SEPM Spec. Publ.* 1998. № 60. P. 3–13, 763–781.
- Harwood D.M., Maruyama T.* Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120 // *Proc. ODP. Sci. Results. College Station. TX (Ocean Drilling Program)*. 1992. V. 120. P. 683–733.
- Hay W.W., Mohler H., Roth P.H., Schmidt R.R., Boudreau J.E.* Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean–Antillean area, and transoceanic correlation // *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*. 1967. V. 17. P. 428–480.
- Hodell D.A., Mueller P.A., McKenzie J.A., Mead G.A.* Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 92. P. 165–178.
- International Stratigraphic Guide – An abridged version*. Eds. Murphy M.A., Salvador A. // *Episodes*. 1999. V. 22. P. 255–271.
- Keller G., Barron J.A.* Paleocyanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1983. V. 94. P. 590–613.
- Keller G., Barron J.A.* Paleodepth distribution of Neogene deep-sea hiatuses // *Paleoceanography*. 1987. V. 2. P. 697–713.
- Kennett J.P.* *Marine Geology*. Prentice-Hall: Englewood Cliffs, 1982. 813 p.
- Koehnigk R.B., Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Nelson H.F., Otto J.B., Waite L.E.* Construction of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data // *Chem. Geol.* 1985. V. 58. P. 55–81.
- Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // *Proc. Second Planktonic Conf.*, Roma, 1970. Ed. Farinacci A. Roma: Edizioni Tecnoscienza, 1971. V. 2. P. 739–785.
- Matsuoka A.* Jurassic and Early Cretaceous radiolarians from Leg 129, Sites 800 and 801, Western Pacific Ocean // *Proc. ODP. Sci. Results. College Station. TX (Ocean Drilling Program)*. 1992. V. 129. P. 203–220.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R.* Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3: Best fit to the marine Sr-Isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // *J. Geology*. 2001. V. 109. P. 155–170.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A., Zhou Y.* Strontium Isotope Stratigraphy // *Geologic Time Scale 2020*. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Elsevier BV, 2020. P. 211–238.
- Miller K.G., Fairbanks R.G., Mountain G.S.* Tertiary isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion // *Paleoceanography*. 1987. V. 2. P. 1–19.
- Miller K.G., Wright J.D., Fairbanks R.G.* Unlocking the Ice House: Oligocene–Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96 (B4). P. 6829–6848.
- Miller K.G., Browning J.V., Schmelz W.J., Kopp R.E., Mountain G.S., Wright J.D.* Cenozoic sea-level and cryospheric

- evolution from deep-sea geochemical and continental margin records // *Science Advances*. 2020. V. 6 (20), eaaz1346.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. *Concise Geologic Time Scale 2016*. Elsevier, 2016. 229 p.
- Okada H., Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975) // *Marine Micropaleontology*. 1980. V. 5. P. 321–325.
- Page K.N. The Lower Jurassic of Europe: its subdivision and correlation // *GEUS Bull.* 2003. V. 1. P. 23–59.
- Plankton Stratigraphy. Eds. Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. 1032 p.
- Productivity of the Oceans: Present and Past. Eds. Berger W.H., Smetacek V.S., Wefer G. New York: Wiley-Interscience, 1989. 471 p.
- Raffi I., Agnini C., Backman J., Catanzariti R., Pälike H. A Cenozoic calcareous nannofossil biozonation from low and middle latitudes: a synthesis // *J. Nannoplankton Res.* 2016. V. 36. P. 121–132.
- Seibold E., Berger W.H. *The sea floor. An Introduction to Marine Geology*. Berlin, New York: Springer-Verlag, 1982. 288 p.
- The Geologic Time Scale 2012. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.M., Schmitz M.D., Ogg G.M. Elsevier, 2012. 1144 p.
- The Miocene Ocean: Paleooceanography and Biogeography. Ed. Kennett J.P. // *Mem. Geol. Soc. Am.* 1985. V. 163. 343 p.
- Vail P.R., Hardenbol J. Sea-level changes during the Tertiary // *Oceanus*. 1979. V. 22. P. 71–79.
- Wade B.S., Pearson P.N., Berggren W.A., Pälike H. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale // *Earth-Sci. Rev.* 2011. V. 104. P. 111–142.
- 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.
- Zachos J.C., Dickens G.R., Zeebe R.E. An Early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics // *Nature*. 2008. V. 451. P. 279–283.

Рецензенты В.С. Вишневецкая,
Л.Ф. Копачевич, А.Г. Матуль

Experience of Deep-Sea Drilling in the World Ocean: Methodical and Practical Significance for Stratigraphic Studies

A. Yu. Gladenkov^{a, #} and Yu. B. Gladenkov^{a, ##}

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: agladenkov@ilran.ru

^{##}e-mail: gladenkov@ginras.ru

The results of stratigraphic studies carried out in the process of international deep-sea drilling in the last 50 years are presented. They contribute significantly to development and improvement of methodology of detailed stratigraphic studies and dating of marine sedimentary sequences as well as reconstructions of past oceanological and climatic events. The obtained results are methodically important for stratigraphic investigations on the whole Phanerozoic. It is shown that distinguished Cenozoic biostratigraphic zones can really be traced over a vast territory – across the whole tropical and subtropical area. It is noted that the study of assemblages of planktonic microorganisms (calcareous and siliceous) that were an integral part of Mesozoic and Cenozoic marine ecosystems has played a significant role in these works. Development of these assemblages over time occurred against the background of regime changes of oceanic circulation and sedimentation, changes in productivity of deep and surface waters, their temperatures, and other features. Direction and tendencies of evolution of biotic communities in general reflect development stages of past ecosystems and reorganizations occurred in them. All this allows to reveal a real picture of sequence of not only biotic, but also abiotic events (climatic, oceanographic, eustatic) in the World Ocean for the last 70–75 million years.

Keywords: deep-sea drilling, marine Cenozoic, detailed stratigraphy, microfossils, methodological and practical approaches, correlation, paleoclimates

УДК 551.79

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ОКСКО-ДОНСКОЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНО-ЛЁССОВОЙ ПРОВИНЦИИ: СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ

© 2021 г. Н. И. Глушанкова¹, *, А. К. Агаджанян²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

*e-mail: ni.glushankova@mail.ru

Поступила в редакцию 27.02.2020 г.

После доработки 07.10.2020 г.

Принята к публикации 19.02.2021 г.

В результате комплексных междисциплинарных исследований в неоплейстоценовой истории Окско-Донской лёссовой провинции выявлено существование значительно более сложной ледниково-межледниковой климаторитмики, чем представлялось ранее. Установлено 9 теплых эпох (7 межледниковых, 2 интерстадиальных, включая голоцен) и 8 разделяющих их ледниковых эпох за последние 0.7–0.8 млн лет. Существенно пересмотрена последовательность развития ледниковых покровов и разделяющих их межледниковий в раннем и среднем неоплейстоцене. В раннем неоплейстоцене выделен еще один ледниково-межледниковый макроцикл в интервале между ИКС 15 и ИКС 12, а в среднем неоплейстоцене вместо двух ранее выделенных макроциклов установлено чередование трех. Усложнилось представление о ландшафтно-климатических изменениях внутри межледниковых эпох. Палеопедологические материалы по илинскому, мучкапскому, каменскому, микулинскому межледниковьям свидетельствуют о существовании внутри них нескольких фаз, отвечающих двум или более оптимумам. Показано, что в ряду межледниковых эпох самым гумидным и теплообеспеченным термохроном являлось мучкапское межледниковье. Прослежена эволюция межледникового педогенеза и природной среды за последние ~780 тыс. лет. Главный климатический тренд, определивший развитие природной среды и эволюцию ландшафтов в геологической истории Окско-Донской лёссовой провинции, заключался в направленном похолодании от ранне-неоплейстоценовой межледниковой эпохи к поздне-неоплейстоценовой. Сходная направленность в сторону нарастания суровости и континентальности климата отмечается и для ледниковых эпох. Выполнена межрегиональная корреляция отложений и событий неоплейстоцена в ледниковой и перигляциальной областях на территории бассейнов Дона, Днепра, Волги, Камы.

Ключевые слова: неоплейстоцен, новейшие отложения, лёссово-почвенная формация, палеопочвы, мелкие млекопитающие, стратиграфия, палеогеография, корреляция, события

DOI: 10.31857/S0869592X21050033

ВВЕДЕНИЕ

На современном этапе среди проблем четвертичной геологии по-прежнему актуальной остается задача всестороннего изучения новейших отложений с целью палеогеографического обоснования детальных стратиграфических схем, широко используемых в геолого-съёмочных и поисковых работах, а также понимания общих тенденций развития природной среды в связи с прогнозами глобального изменения климата. Повышенный интерес к исследованию субэаральных отложений объясняется еще и тем, что ряд важных вопросов генезиса, расчленения и корреляции стратиграфических подразделений лёссового комплекса, определения хроностратиграфической позиции конкретных палеопочвенных образований, особенно раннего и среднего неоплейстоцена, до сих

пор остаются дискуссионными. К тому же в последнее время появился ряд новых данных, вносящих существенные изменения в представления о стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена центра Русской равнины.

Наиболее перспективным является изучение отложений, накопление которых происходило на протяжении длительных периодов. В этом отношении уникальны лёссовые покровы Русской равнины, прослеженные в едином, почти непрерывном разрезе и содержащие геохронологическую и палеогеографическую информацию о важнейших событиях неоплейстоцена. Максимально мощные и сложнопостроенные лёссовые толщи неоплейстоцена сосредоточены в бассейне Дона, на территории Окско-Донской перигляциально-лёссовой провинции. Здесь находятся представительные лёс-

сово-почвенные разрезы, в строении которых отчетливо проявились климатоседиментационные особенности, характерные для внеледниковой области лёссовой провинции. Наиболее полно лёссово-почвенная формация представлена на пониженных уровнях неогеновых террас и в междуречьях в центральной осевой части Окско-Донской равнины, где мощность ее достигает 20–25 м. На прилегающих выположенных, сильно расчлененных склонах Среднерусской, Приволжской и Калачской возвышенностей покровные суглинки маломощны (3–5 м) и распространены сравнительно небольшими участками. Существенное влияние на структуру субаэральных отложений оказывает также приуроченность региона к зонам трех разновозрастных оледенений – ранне-неоплейстоценовых донского и окского и средне-неоплейстоценового днепровского.

В статье в краткой форме излагаются основные данные многолетнего комплексного изучения перигляциально-лёссовой формации на территории Окско-Донской провинции, дополненные новым материалом, полученным в последнее время. В основу сопоставлений и обобщений положен обширный фактический материал по геологическому строению серии опорных и стратотипических лёссовых разрезов, по составу отложений, накопленный в результате полевых и аналитических исследований, с применением комплекса методов четвертичной геологии, палеогеографии, генетического почвоведения. Цель исследования – рассмотреть особенности геологического строения неоплейстоценового покрова, выполнить палеогеографические реконструкции, сделать выводы по некоторым вопросам стратиграфии, условиям формирования новейших отложений, а также по истории развития исследуемой территории.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основными объектами многолетнего систематического изучения лёссово-почвенной формации на территории Окско-Донской лёссовой провинции послужили более 70 стратотипических и опорных разрезов естественных обнажений по древним речным долинам, придолинным частям древних водораздельных поверхностей и оврагам (рис. 1). Они являются ключевыми для понимания стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена региона и по своей полноте и возрастному диапазону не имеют аналогов на Русской равнине. Это позволило получить наиболее полное представление о геологическом строении и предоставило оптимальные условия для описания, зарисовок, отбора более 500 образцов из всех генетических горизонтов палеопочв и из всех слоев вмещающих их отложений, различающихся комплексом признаков. Для корреляции и детализации отложений закладывалась серия дополнительных геологических

разрезов, намного превосходящих число опорных и стратотипических разрезов. С их помощью подтверждался неслучайный характер свойств и особенностей горизонтов ископаемых почв, обладающих морфотипическими признаками. Последние включают, помимо морфологических особенностей почвенных профилей, также генетические типы и мощности перекрывающих и подстилающих пород, характер деформаций и вторичных изменений почв и лёссовых отложений. С целью выяснения литологических и фациальных изменений отдельных горизонтов по простиранию закладывались фронтальные расчистки, на основании которых можно было достаточно уверенно судить о последовательности их залегания, имеющей первостепенное значение при разработке стратиграфических схем.

Учитывая неразрывную связь (в диапазоне неоплейстоцена) горизонтов лёссов и сопряженных с ними ископаемых почв, а также криогенных явлений, хронологические и палеогеографические построения в статье даются в сочетании с указанными компонентами, т.е. рассматриваются лёссово-почвенные или лёссово-почвенно-криогенные серии. В основу стратиграфического расчленения лёссовых отложений были положены: установленные естественно-исторические этапы развития лёссово-почвенной формации, выявленный комплекс диагностических показателей, типологическое своеобразие и генетическая неповторимость почвенных горизонтов, являющихся главными маркирующими реперами отдельных геохронологических этапов неоплейстоцена. Выявленное своеобразие позволило не только уверенно распознавать разновозрастные ископаемые почвы и их комплексы в одном разрезе, но и, благодаря генетической связи в древних почвенных покровах, проследить их непрерывно на значительные расстояния.

Основанием для сравнительно-аналитического метода является адекватность совокупности признаков современного и древнего почвообразования. Особенности последнего, с учетом сохранности устойчивых признаков первоначальных свойств почв, достаточно четко выявляются при использовании в диагностике почвообразовательных процессов комплекса показателей: органического вещества (общего содержания, распределения и соотношения групп гумусовых веществ, природы гумусовых кислот и др.), гранулометрического состава, валового химического состава, карбонатности и др. (Глушанкова, 1972, 1994, 2008).

В статье принято двучленное деление квартала на голоцен и плейстоцен, а последний делится на эоплейстоцен и неоплейстоцен (0.8–0.01 млн лет назад). Основание неоплейстоцена совпадает с рубежом палеомагнитных эпох Матуяма и Брюнес 0.78 млн лет назад (Шик, 2008, 2014). Приводимые в

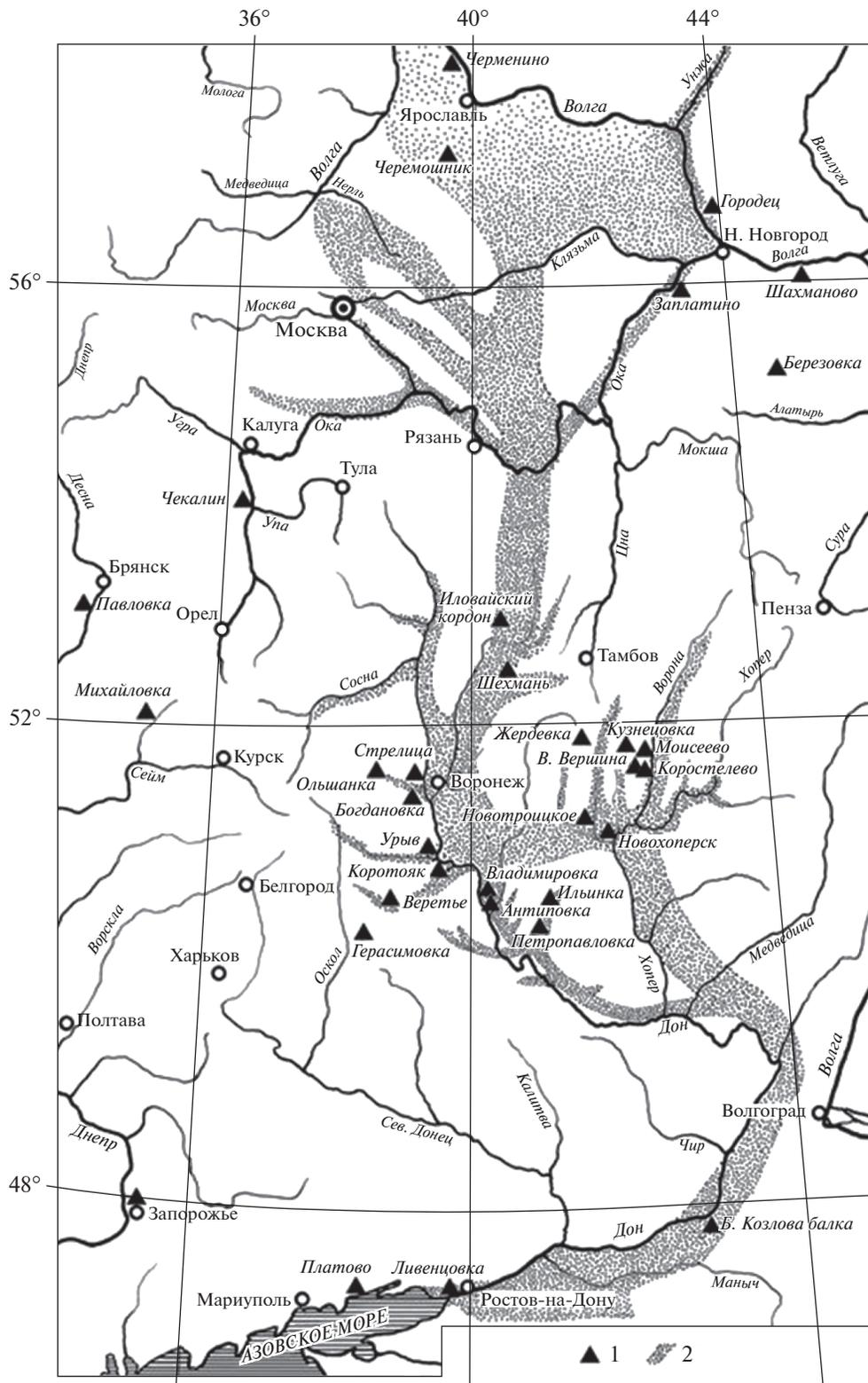


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов новейших отложений в бассейнах Дона и Верхней Волги. 1 – опорные разрезы; 2 – палеоруслу бассейна Дона (по Грищенко, 1952; Красненков и др., 1984; Холмовой и др., 1985).

статье рисунки, ранее частично опубликованные в монографии А.К. Агаджаняна (2009) и в статье А.К. Агаджаняна, Н.И. Глушанковой (2017), дополнены и отредактированы в соответствии с новыми данными.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Ранний неоплейстоцен

Ранний неоплейстоцен охватывает интервал от ~0.9 до 0.4 млн лет назад и характеризуется резкими ландшафтно-климатическими изменениями при смене теплых эпох холодными (ледниковыми) эпохами.

Петропавловский горизонт. В принятых стратиграфических схемах нижняя граница неоплейстоцена проводится в основании петропавловского горизонта, относящегося к палеомагнитной эпохе Матуяма (Шик, 2008) и коррелируемого нами с изотопно-кислородной стадией (ИКС) 19. Соответствующие ему аллювиальные отложения, изученные авторами статьи в стратотипическом разрезе Лог Денисов у поселка Петропавловка, содержат микротериофауну переходную от таманской к тираспольской. Облик сообщества Петропавловка-2 определяют полевки, с преобладанием среди них корнезубых форм рода *Mitomys*, при высокой численности некорнезубых полевок родов *Prolagurus*, *Eolagurus*, *Allophaiomys*. Среди последних бесцементные формы представлены раннеоплейстоценовой *Prolagurus rannonicus* (Kormos), а цементные – родом *Terricola* и редкими *Microtus*. Полевки рода *Terricola* достаточно архаичны. Треть из них принадлежит самому примитивному виду *Terricola hintoni* Kretzoi, а некоторые экземпляры имеют сходство с еще более архаичным родом *Allophaiomys*. В составе фауны присутствуют в заметном количестве суслики, единично представлены хомяк, слепыш, бобр, пищуха, еж. По экологическому облику эта фауна лесостепного типа, существовавшая в условиях теплого и умеренно влажного климата. Судя по наличию суслика, желтой пеструшки и хомяка, в это время локальное распространение получили сухие степи, которые чередовались с луговыми участками. Заметную роль в ландшафте играли кустарниковые заросли и небольшие лесные массивы, основу которых составляли деревья широколиственных пород (Красненков и др., 1984; Агаджанян, 1992) (рис. 1, 2).

Об аналогичных условиях свидетельствует петропавловская малакофауна из местонахождений Петропавловка и Ильинка в бассейне Среднего Дона (рис. 1). Моллюски обнаружены в аллювиальной толще, залегающей между красноцветными почвами и второй доднепровской почвой. В нижней части этой толщи встречены реофильные виды русловой фации, в основном униониды: *Unio*

pseudochosaricus Tshep, *V. cf. kalmycorum* Bog., *V. cf. maslakowetzianus* Bog., *Sphaerium rivicola* Leach., *Lithoglyphus neumayri* Brus. Эта фауна наиболее сходна с фауной из местонахождения Михайловка. В верхней части петропавловского аллювия моллюски представлены стагнофильной фацией, вероятно, пойменного стоячего водоема. Здесь преобладают современные виды родов *Lymnaea*, *Physa*, *Anisus*, *Planorbis*, *Gyraulus*, *Bithynia*, *Valvata*, *Sphaerium*, *Pisidium*. Большая часть видов в местонахождении Ильинка принадлежит реофилам. Как и в местонахождении Петропавловка, здесь преобладают крупные униониды михайловского комплекса с *Unio pseudochosaricus*, *U. cf. kalmycorum*, *U. maslakowetzianus*. Кроме того, встречены раковины наземных моллюсков *Vallonia costata*, *V. pulchella*, *Pupilla muscorum*, *Succinea oblonga* – обитателей открытых безлесных ландшафтов (Чепалыга, 1980).

В субэральных отложениях петропавловскому горизонту отвечает полигенетическая красноцветная балашовская почва (табл. 1). Выявленные диагностические особенности указывают на наличие в палеопочве признаков почвообразования, похожего на субтропическое прерийное. Имеющиеся пространственные различия в строении палеопочвы позволили выделить две группы, одна из которых формировалась, судя по текстурно-дифференцированному профилю и наличию кутан иллювиирования в горизонте *Bt*, во влажных условиях. Во второй группе, расположенной территориально южнее первой, обнаружены признаки рубефикации, что характерно для более аридных условий (Величко и др., 1997; Величко, Морозова, 2005; Глушанкова, 2008).

Данные палинологического анализа также свидетельствуют о близости климата к субтропическому. Так, в бассейне Днестра в это время была распространена лесостепная растительность. Пониженные участки были заняты лесами, в которых постоянными компонентами, наряду с липой, орехом, буком, дубом, кленом и др., были кипарис, лох, суаха, виноград, маслиновые (Измененные..., 1999).

Палеомагнитные исследования М.А. Певзнера и В.А. Семенова показали, что генетический профиль палеопочвы лежит в пределах прямой полярности, а нижележащие суглинки, служащие материнской породой для нее, имеют обратную полярность (Красненков и др., 1984). Другие исследователи считают, что граница эпох Брюнес–Матуяма проходит в кровле палеопочвы (Величко и др., 1983).

В кротовинном горизонте палеопочвы в разрезе Новотроицкое на Дону была обнаружена самая древняя тираспольская фауна. Наиболее многочисленным в ней является суслик, по размерам близкий к *Spermophilus suslicus* Guldenstaedt.

Раздел	Звено	ИКС	Горизонты	Бассейн Десны и Сейма		
				Почвы: разрезы	Литологические горизонты	Микротиериофауна: местонахождения
Неоплейстоцен	Голоцен	1	Голоценовый	Черноземы оподзоленные: Михайловка		
		Верхнее	2	Осташковский		
	3		Ленинградский	Дерново-мерзлотно-глеевые с карбонатно-иллювиальным горизонтом: Михайловка		Clethrionomys, Lemmus sibiricus, Stenocranium gregalis: Посудичи
	4		Калининский			
	5 a-d					
	5e		Микулинский	Лювисоли		Apodemus sylvaticus, Arvicola sapidus, Terricola subterraneus, Clethrionomys glareolus, Microtus agrestis: Михайловка-5
	Среднее	6	Московский			Lemmus, Dicrostonyx cf. henseli, Lagurus cf. lagurus, Stenocranium gregalis: Павловка
		7	Горкинский	Тундрово-глеевые (глееземы)		
		8	Вологодский			Dicrostonyx simplicior, Lemmus, Lagurus cf. transiens, Stenocranium gregalis, Arvicola, Terricola, Ochotona: Стригово, Волжино
		9	Чекалинский	Бурые лесные лессивированные, брioniземы		
		10	Калужский			
		11	Лихвинский	Элювиально-глеевые в сочетании с бурыми лесными		Arvicola mosbachensis, Microtus malei
	Нижнее	12	Окский			Dicrostonyx simplicior okaensis, Stenocranium gregalis, Terricola sp.: Михайловка-2
		15	Мучкапский	Бурые лесные лессивированные, черноземовидные: Михайловка		Desmana moschata, Sorex runtonensis, Drepanosorex, Mimomys intermedius, Pliomys episcopalis, Clethrionomys glareolus: Конаховка, Сергеевка
		16	Донской			
		17	Ильинский			Terricola hintoni скв. 1017 Залядь
	Эоплейстоцен	Верхнее		Покровский + Б		
			Петропавловский – М			



Рис. 2. Стратиграфия и корреляция новейших отложений бассейнов рек Днепр, Дон, Волга, Кама. 1 – современные и ископаемые почвы; 2 – лёссовидный суглинок; 3 – песок средне-мелкозернистый; 4 – песок крупнозернистый; 5 – алеврит; 6 – галечник; 7 – глина; 8 – морена.

Бассейн Дона и Верхней Волги		
Почвы: разрезы	Литологические горизонты	Микротериофауна: местонахождения
Черноземы выщелоченные: Коростелево, Коротояк,		
Дерново-мерзлотно-глеевые, тундрово-глеевые		
		Lemmus, Dicrostonyx henseli, Lagurus lagurus, Spermophilus: Черемошник, Левинка
Лювисоли, черноземовидные: Коростелево, Урыв,		Apodemus sylvaticus, Arvicola sapidus, Terricola subterraneus, Clethrionomys glareolus, Microtus agrestis: Черменино, Черемошья
Тундрово-глеевые (глееземы)		
Черноземовидные оглиненные и/или ожелезненные, серые лесные		
Бурые лесные лессивированные, брюниземы, черноземы выщелоченные		Desmana ex gr. moschata, Apodemus sylvaticus, Clethrionomys glareolus, Arvicola mosbachensis, Lagurus transiens, Microtus malei, Microtus ex gr. agrestis: Стрелица, Владимировка
Бурые лесные, брюниземы, лугово-черноземные: Коростелево, Коротояк		Drepanosorex savini, Trogontherium cuvieri, Mimomys intermedius, Clethrionomys glareolus, Terricola gregaloides, Apodemus sylvaticus: Кузнецовка, Вольная Вершина
		Lemmus sibiricus, Clethrionomys, Lagurus transiens, Mimomys intermedius, Terricola gregaloides, Microtus hyperboreus: Моисеево-2
Бурые лесные теплых фаций: Коростелево		Clethrionomys sp., Mimomys pusillus, Mimomys intermedius, Prolagurus pannonicus, Eolagurus simplicidens, Terricola hintoni, T. gregaloides, Microtus oeconomus, M. hyperboreus: Ильинка, Веретье
Буроземовидные: Коростелево		Desmana cf. moschata, Mimomys pusillus, M. intermedius, Prolagurus pannonicus, Eolagurus simplicidens, Terricola hintoni, Microtus cf. hyperboreus: Петропавловка

Рис. 2. Продолжение

Бассейн Средней Волги, Нижней Камы		
Почвы: разрезы	Литологические горизонты	Микротириофауна: местонахождения
Черноземы оподзоленные: Чирково, Коминтерн, Большие Тиганы		<i>Sorex araneus</i> , <i>Spermophilus</i> , <i>Ellobius</i> , <i>Arvicola terrestris</i> , <i>Cl. glareolus</i> , <i>L. lagurus</i> , <i>Microtus agrestis</i> : Б. Тиганы
		<i>Spermophilus</i> sp., <i>Arvicola terrestris</i> , <i>Lagurus lagurus</i> , <i>Eolagurus</i> sp., <i>Dicrostonyx</i> sp., <i>Lemmus</i> sp., <i>Stenocranius gregalis</i> : Шахманово
Дерново-карбонатные		
Серые лесные, черноземы оподзоленные: Коминтерн, Раздольный, Татарская Чишма		<i>Spermophilus superciliosus</i> , <i>S. suslicus</i> , <i>Marmota</i> sp., <i>Spalax</i> sp., <i>Arvicola sapidus</i> , <i>Lemmus</i> , <i>Lagurus lagurus</i> , <i>Eolagurus</i> sp., <i>Stenocranius gregalis</i> : Коминтерн, Бармино
Дерново-глеевые		
Черноземы выщелоченные, брүннземы, лугово-черноземные: Коминтерн, Рыбная Слобода		
Серые лесные, черноземы выщелоченные		
Лугово-черноземовидные: Речное		<i>Pteromys</i> sp., <i>Apodemus sylvaticus</i> , <i>Pliomys episcopalis</i> , <i>Clethrionomys glareolus</i> , <i>Mimomys pusillus</i> , <i>M. intermedius</i> , <i>Terricola gregaloides</i> , <i>Microtus oeconomus</i> : Березовка
		<i>Mimomys pusillus</i> , <i>Terricola gregaloides</i> , <i>Prolagurus pannonicus</i> : Заплатино, Чирково

Рис. 2. Окончание

Таблица 1. Стратиграфическая схема неоплейстоцена центра Русской равнины

Раздел	Эпоха	Международная стратиграфическая шкала		Возраст, млн лет	ИКС	Надгоризонты	Горизонты, подгоризонты (Шик, 2014)	Лёссово-почвенные образования (ЛПК – лёссово-почвенные комплексы; ПК – педокомплексы) (Величко и др., 1997; Глушанкова, 2004, 2008)	Криогенные горизонты (Величко и др., 2004)	Фаунистические комплексы мелких млекопитающих																																																																																					
		Отдел	Подотдел																																																																																												
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Нижнее	ПЛЕЙСТОЦЕН	Средний	0.1	1	ВАЛДАЙСКИЙ	Современная почва	Современная почва	Ярославский Владимирский	Верхнепалеолитический																																																																																					
											0.2	2	Осташковский	Гололобовский ЛПК	Ярославский Владимирский																																																																																
																0.3	3	Ленинградский	Брянская почва	Хазарский																																																																											
																					0.4	4	Калининский	Хотылевский лёсс	Смоленский фаза "б"																																																																						
																										0.1	5	a	Крутицкая почва	Смоленский фаза "а"																																																																	
																															0.2	6	e	Севский лёсс	Смоленский фаза "а"																																																												
																																				0.3	7	Михулинский	Сальская почва	Днепровский																																																							
																																									0.4	8	Московский (днепровский)	Железнодорожный ЛПК	Мерцаловский лёсс																																																		
																																														0.1	9	Горкинский	Роменская почва	Кульская почва																																													
																																																			0.2	10	Вологодский	Орчковский лёсс	Цинский лёсс																																								
																																																								0.3	11	Чекалинский	Каменная почва	Игоревский																																			
																																																													0.4	12	Калужский	Борисоглебский лёсс	Клиновидные структуры																														
																																																																		0.1	13	Лихвинский	Инжавинский ПК	Клиновидные структуры																									
																																																																							0.2	14	Окский	Коростелёвский лёсс	Клиновидные структуры																				
																																																																												0.3	15	Мучкапский	Воронский ПК	Клиновидные структуры															
																																																																																	0.4	16	Донской	Донской лёсс	Клиновидные структуры										
																																																																																						0.1	17	Ильинский	Ржаксинский ПК	Клиновидные структуры					
																																																																																											0.2	18	Покровский + Б	Бобровский лёсс	Клиновидные структуры

Примечание. Эпохи магнитной полярности: – М – Матуяма, + Б – Брюнес.

Обычен хомяк, похожий на *Cricetus cricetus*, и корнезубая полевка *Mimomys intermedius* Newton. Высока численность очень архаичной *Prolagurus rannonicus* (Kormos). Среди зубов *Microtini* четвертая часть M_1 имеет признаки *Allophaiomys*, а остальное – признаки *Terricola hintoni* Kretzoi, самой архаичной формы рода *Terricola*. Впервые для бассейна Дона отмечен заяц рода *Lepus*. Полевки рода *Microtus* не найдены. Экологический набор видов соответствует лесостепным ассоциациям (Агаджаниян, 1992).

Покровский горизонт. Отвечает ИКС 18 (табл. 1). В бассейне Верхнего Дона он представлен погребенным аллювием, к которому приурочен стратотип – разрез Урыв-Покровка, и бобровским лёссом с мерзлотными деформациями типа “щельников”, которые характеризуются прямой намагниченностью и относятся к палеомагнитной эпохе Брюнес (рис. 1, 2). Покровские аллювиальные отложения содержат раннетираспольский комплекс мелких млекопитающих (покровский подкомплекс), в котором отсутствуют представители рода *Allophaiomys*. Преобладает *Mimomys pusillus*, а *Mimomys intermedius* имеет подчиненное значение. Наряду с *Microtus oesonotus* присутствуют архаичные формы *M. hyperboreus*. Из кустарниковых полевков преобладают *Terricola hintoni*, хотя уже появляется *T. gregaloides*. Необходимо заметить, что при отнесении грегалоидных полевков к современному роду *Terricola* один из авторов настоящей работы, А.К. Агаджаниян, придерживается формально типологического подхода к систематике ископаемых форм. Он считает, что применение молекулярно-генетических методов в палеонтологии невозможно, пока не будут получены данные по ДНК ископаемых групп. История с афротериями подтвердила несостоятельность злоупотребления молекулярно-генетических данных для эволюционных моделей.

Среди моллюсков в отложениях покровского горизонта встречаются вымершие формы *Lithoglyphus ruamidatus* и др., а также *Vallonia tenuilabris* и *Succinea oblonga*. Наземные моллюски представлены “лёссовым комплексом” с *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum*, *Valeonia tenuilabris*, свидетельствующим о климатических условиях холоднее современных (Красненков и др., 1984). По данным М.Н. Валуевой, в покровское время в бассейне Дона существовали перигляциальные ландшафты (Валуева, Красненков, 1981). Похолодание сопровождалось лёссонакоплением и значительным усилением криогенных процессов, на что указывают клиновидные полигональные структуры размером по вертикали до 1.5 м в основании бобровского лёсса, эпитенетически рассекающие залегающую ниже балашовскую почву. О суровости климата свидетельствует также тот факт, что даже на крайнем юге могли встречаться биотопы с участием криофитов. Растительный покров Ниж-

него Дона был представлен тундро-лесостепными ассоциациями. В Подмоскowie в это время были развиты березовые редколесья. В перигляциальных ландшафтах на юге Восточно-Европейской равнины в условиях континентального климата доминировали степи с участками березово-сосновых редколесий и кустарниковых зарослей из березы *Betula fruticosa*, ольховника и ивы. По результатам изучения Ливенцовского разреза (рис. 1) растительный покров Нижнего Дона был представлен тундро-лесостепями с господством ерниковых формаций и кустарниковой березы *Betula fruticosa*, ольховника *Alnaster fruticosus* и ивы *Salix* sp., хвойно-березовых редколесий и открытых пространств, травянисто-кустарничковый покров которых составляли эфедра *Ephedra* sp., верескоцветные *Ericales*, злаки, осоковые, полынь *Artemisia* sp. и др. (Разрезы..., 1977; Валуева, Красненков, 1981; Маудина и др., 1985).

Ильинский горизонт. Сложный ильинский теплый интервал, пришедший на смену покровскому похолоданию и коррелируемый нами с ИКС 17, характеризовался неоднократными колебаниями ландшафтно-климатических условий, приведших к формированию трех аллювиальных комплексов (калачской, веретьевской, моисеевской свит) с раннетираспольской микротериофауной, различающейся по эволюционному уровню, и теплолюбивыми моллюсками. Для отложений этого времени характерно наличие двух разделенных лёссом тяжелосуглинистых почв (ранне- и позднеильинской), коррелируемых с двумя оптимумами ржаксинского почвенного комплекса (разрезы Ильинка, Моисеево, Коростелево и др.; рис. 1, 2). Особенности морфологического строения, физико-химические свойства палеопочв окатовского межледниковья указывают на их сходство при некотором различии. Они представлены черноземовидными прерийными почвами, формирование которых происходило на фоне достаточной тепло- и влагообеспеченности при активном участии дернового процесса. Доминирующую роль в формировании почвы раннего оптимума, в условиях смены степных фитоценозов лесостепными, играли гумусово-аккумулятивные процессы, а в поздний оптимум, наряду с гумусово-аккумулятивными, в лесостепных ландшафтах имели место процессы лессиважа.

В оптимальные климатические фазы ильинского межледниковья в центральных районах Русской равнины в умеренно теплом климате были развиты смешанные хвойно-широколиственные и широколиственные леса с участием неогеновых реликтов, а южнее, в большинстве лёссовых областей Восточной Европы, в условиях близкого к субтропическому климата преобладали лесостепные ландшафты. Изученная В.В. Писаревой (Маудина и др., 1985) раннеильинская (акуловская) флора Подмоскowie содержит представительную группу американо-евроазиатских и аме-

рикано-средиземноморских родов (сосны секций *Eupitus*, *Cembra*, *Strobus*, *Mirabilis*, ели секции *Omorica*, тсуги, тисса *Taxus* и др.), среди широколиственных пород, наряду с дубом, вязом, липой и грабом, присутствовали ореховые, эвкоммия, каштан, бук, хмелеграб и др. В бассейне Верхнего Дона на протяжении всего межледниковья доминировали степные и лесостепные ландшафты. Характерными таксонами дендрофлоры были ель *Picea s. Omorica*, сосны *Pinus s. Cembra*, *P. sylvestris*, березы *Betula s. Costatae*, *B. pendula*, *B. pubescens*, дубы *Quercus robur*, *Q. ilex*, граб *Carpinus betulus*, грабинник *C. orientalis*, липы *Tilia cordata*, *T. tomentosa* и др.

Во время формирования горизонта лёсса, разделяющего палеопочвы, существовали перигляциальные ландшафты. В палиноспектрах холодных этапов этого времени, палеоботанически охарактеризованных в разрезе Новохоперск (рис. 1), наряду с пыльцой сибирского кедра и значительным участием березы, встречаются тундровые и степные виды. Растительность в это время напоминала лесостепь Сибири, позже сменяющуюся осоково-злаковыми и полынными степями (Зеликсон, 1980).

В позднеильинское время на Верхнем Дону доминировали лесостепи с участками елово-кедрово-сосново-широколиственных (липово-вязово-дубовых) лесов. В состав характерных таксонов позднеильинской дендрофлоры входили *Picea s. Omorica*, *Pinus s.g. Naploxyton*, *Betula s. Costatae*, *B. pendula*, *B. pubescent*, *Alnus glutinosa*, *A. incane*, *Carpinus betulus*, *C. orientalis*, *Quercus ilex*, *Q. robur*, *Tilia cordata* и др. (Болиховская, 2004).

Для фаун мелких млекопитающих ильинского межледниковья характерна высокая численность *Miomys pusillus* Mehely, которую сопровождает *M. intermedius* Newton. Род *Terricola* представлен формой *Terricola hintoni-gregaloides*, и появляются единичные *T. arvaloides* (Hinton). Основная группа пеструшек *Lagurus transiens* Janossy архаичных морфотипов. Впервые в бассейне Дона в это время получила распространение полевка, близкая к современной *Microtus hyperboreus* Vinogradov.

Донской горизонт. Отвечает крупнейшему неоплейстоценовому оледенению Русской равнины, образующему донской ледниковый язык – важнейший стратиграфический репер, создающий исключительные возможности для корреляции разрезов, сопоставляемый нами с ИКС 16. Возраст его определяется по положению морены в разрезах между слоями с тираспольской микротериофауной, обнаруженной в аллювиальных осадках разрезов Коростелево, Моисеево, Вольная Вершина, Ильинка, Веретье и др. (рис. 1, 2, табл. 1). Это позволило датировать морену донского ледникового языка, ранее относимую большинством исследователей к среднеоплейстоценовому днепровскому оледе-

нению, второй половиной раннего неоплейстоцена и синхронизировать вначале с окским, а затем со вторым долихвинским оледенением (Величко и др., 1977; Величко, 1980; Красненков и др., 1980; Ударцев, 1980; Агаджанян, Глушанкова, 1987, 1989).

Покровный ледник “языком” шириной более 400 км продвигался по Окско-Донской равнине – области его наибольшего развития, южнее 50° с.ш. За пределами ледника формировался мощный горизонт донского лёсса с мерзлотными деформациями (инволюции, солифлюкции и мелкие псевдоморфозы по жильным льдам). Мощностью трехслойной морены, оставленной ледником, в бассейне Верхнего Дона (разрезы Урыв, Коротояк, Коростелево, Моисеево и др.; рис. 1, 2) колеблется в пределах 1.5–16.5 м, иногда достигая 20 м и более. Визуально цвет глинисто-алевритового моренного суглинка меняется от темно-серого в основании толщи, желто-серо-бурого в средней части до красно-бурого в верхнем слое. Эти слои различаются не только цветом, но и количеством и составом включений, ориентировкой обломочного материала. Так, преимущественно в верхнем слое сосредоточен крупнообломочный материал кристаллических пород. В гранулометрическом составе мелкозема ледниковых осадков доминирует пелитовая фракция, а алевритовая, уступаая ей, составляет 20–33%. По сравнению с более молодыми моренами, подавляющую часть минералогического спектра мелкозема донской морены в бассейнах Оки и Дона составляют минералы местных питающих провинций, а экзотические – роговая обманка, пироксены, биотит – обычно не превышают в сумме 6–10%. Больше всего обломков местных пород (до 93%) содержится в нижнем слое морены. В среднем и, особенно, верхнем (красно-буром) слоях содержится многочисленная галька и гравий изверженных пород (Glushankova et al., 1995; Красненков и др., 1997).

Вся толща донской морены характеризуется относительно близким химическим составом с заметной тенденцией увеличения содержания полуторных оксидов и щелочных металлов вниз по разрезу. В распределении углекислых солей по толще ясно выраженных закономерностей не обнаружено (Glushankova, Sudakova, 1995; Glushankova et al., 1995; Глушанкова, 2008, 2012).

На Окско-Донской равнине, области наибольшего развития оледенения, в раннеледниковые фазы, в период внутри донского межстадиала и в позднеледниковые доминировали перигляциальные степи с господством осоково-злаковых и полынно-маревых сообществ, соседствовавших с ольхово-ерниковыми зарослями из *Alnaster fruticosus*, *Betula fruticosa*, *B. nana*. В фазы климатического пессимума в ледниково-перигляциальной зоне в бассейне Верхнего Дона преобладали перигляциальные тундры и лесотундры с господством

криофитов *Betula nana*, *Betula fruticosa*, *Alnaster fruticosus*, *Dryas octapetala*, *Selaginella selaginoides* и др. (Болиховская, 2004).

Значительное похолодание в эпоху донского оледенения, влияние которого прослеживается до низовий Дона, фиксируется в экологическом облике мелких млекопитающих, представленных в местонахождениях Змеевка, Клепки-2, Моисеево 2, 3, Троица 1, Богдановка субарктическими видами: *Lemmus sibiricus*, копытным леммингом *Dicrostonyx* sp., северосибирской полевкой *Microtus hyperboreus*, архаичной узкочерепной полевкой *Terricola gregaloides* (рис. 1, 2).

Мучкапский горизонт. Выше горизонта донской морены и коррелятного ей донского лёсса в разрезах Коростелево, Урыв, Моисеево и др. залегает сложнопостроенная пачка отложений, относимая к мучкапскому (рославльскому, беловежскому) межледниковью. Она выделена на основании находок позднетираспольской фауны мелких млекопитающих в разрезах бассейна Верхнего Дона (Вольная Вершина, Коротояк-4, Коростелево, Кузнецовка, пос. Мучкапский; рис. 1) и коррелируется с ИКС 15 и отложениями разреза Фердинандув в Польше, на пыльцевой диаграмме которого выделяется два климатических оптимума (Janczyk-Korikova, 1991). На территории Окско-Донской лёссовой провинции мучкапский горизонт представлен палеонтологически охарактеризованными аллювиальными, озерными отложениями и лёссово-почвенной формацией. Стратотип горизонта – разрез Вольная Вершина (рис. 1, 2, табл. 1).

В лёссово-почвенной серии мучкапскому горизонту соответствует сложный полигенетический воронский педокомплекс, подстилаемый донской мореной и детально охарактеризованный в ряде опорных разрезов Окско-Донской лёссовой провинции (разрезы Коростелево, Посевкино, Перевоз и др.; рис. 1, 2, табл. 1). Педокомплекс представлен почвами по крайней мере двух этапов оптимального почвообразования, отражающих неоднократные изменения природно-климатических условий межледниковья и содержащих остатки позднетираспольский микротериофауны. Межледниковый педогенез отличался высокой интенсивностью, обусловившей формирование мощных оглиненных почвенных образований. В ранний оптимум в почвенном покрове автономных ландшафтов преобладали черноземовидные почвы прерий в сочетании с луговыми и бурыми лесными лессивированными почвами. По микроморфологическим данным, основная масса иллювиального горизонта бурой лессивированной почвы характеризуется чешуйчато-волокнистым микростроением основной массы иллювиирования, наличием глинистых кутан. Развитие палеопочв происходило под покровом полидоминантных широколиственных лесов, простиравшихся к се-

веру примерно до 59° с.ш. и к югу до 51° с.ш. В подчиненных ландшафтах основной фон почвенного покрова составляли темноцветные гидроморфные разности почв. Аналогичные сочетания почв в современном почвенном покрове наблюдаются в центральных районах Северной Америки, переходных от умеренных к субтропическим. Для формирования почв позднего оптимума, сопоставляемых с черноземовидными почвами, характерно сочетание процессов гумусонакопления, оглеения и слабых признаков иллювиирования. В южных районах Русской равнины в это время реконструируется лесостепь и степь. В интервалах между оптимумами расселялась бореальная растительность с доминирующими в отдельные этапы заболоченными еловыми и елово-сосновыми лесами (Глушанкова, 2004, 2012; Величко, 2012).

Большую часть Русской равнины в мучкапское межледниковье занимала лесная зона, в составе которой в оптимумы межледниковья доминировали леса с участием плиоценовых реликтов. В климатическом отношении это существенное потепление на территории равнины отличалось от двух предшествующих межледниковий значительной влагообеспеченностью. Внутри него выделяются два хорошо выраженных климатических оптимума (первый глазовский и второй конаховский), разделенных подруднянским похолоданием, в котором количество недревесной пыльцы (главным образом пыльцы кустарничковых берез и лиственницы (до 5%)). Во время глазовского оптимума господствовали полидоминантные широколиственные леса богатого видового состава из дуба, вяза, липы, в которых изредка встречались граб, орех и лапина. Количество пыльцы широколиственных пород достигало 75%. Севернее были развиты олигодоминантные смешанные леса с примесью широколиственных пород, а южнее – лесостепи. Во время второго оптимума (конаховского) сначала доминируют дуб и вяз, а позже граб (каждо примерно по 30%); липа (до 10%) равномерно распространена по всему оптимуму. Ольха (до 60%) преобладает позже дуба, но раньше граба, а пыльцы орешника не более 10%. Постоянно встречаются единичные пыльцевые зерна пихты. Количество вымерших видов в мучкапское межледниковье – до 4%, а экзотов – до 12% (Бирюков и др., 1992; Писарева, 1997; Шик, 2015). Для флоры второго оптимума мучкапского межледниковья характерно присутствие значительного количества видов, в настоящее время не произрастающих на Русской равнине (до 15%), включая *Ligustrina amurensis*, *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Carya* sp., *Fagus* sp., *Tillia* cf. *amurensis*, *Woodsia* cf. *manshuriensis* и др. (Писарева, 1997). Подобная реликтовая флора, как и фауна мелких млекопитающих, свидетельствует о раннеплейстоценовом (долихвинском) возрасте этих отложений. В палиноспектрах похолоданий

доминирует пыльца березы, что позволяет предполагать расселение березняков. В отдельные этапы похолодания они сменялись бореальной растительностью с преобладанием заболоченных еловых и елово-сосновых лесов. В ряде разрезов мучкапских отложений встречается богатая диатомовая флора, в которой около 5% таксонов вымершие (Шик, 2015). Значительное количество вымерших видов присутствует и в одновозрастной малакофауне (Красненков и др., 1984).

Во всех аллювиальных свитах стратотипического района Верхнего Дона (разрезы Урыв-4, Коротояк-4) и на юге Окско-Донской лёссовой провинции (разрезы Жердевка, Вольная Вершина, Кузнецовка, Коростелево-2), а также в бассейнах Оскола и Северского Донца в отложениях мучкапского межледниковья были обнаружены прогрессивные корнезубые полевки *Mimomys intermedius* Newton при отсутствии других древних корнезубых полевок (рис. 2). Ядро фаун составляют степные пеструшки *Prolagurus rannonicus* и *Eolagurus agrypoloi* и полевки *Terricola hintoni*. Для этих фаун характерно также присутствие полевок *Mimomys intermedius* и *M. pusillus*. Последние виды представлены малым количеством костных остатков. Необходимо заметить, что *Mimomys intermedius* и *M. savini* принадлежат к разным эволюционным линиям полевок. Поэтому *Mimomys savini* никак не может быть синонимом *Mimomys intermedius*, как это принято в европейской литературе (Агаджанян, 2009).

По экологическому составу фауны соответствуют теплым условиям межледниковья и характеризуются разнообразием видового состава, присутствием большого количества насекомоядных, заметным количеством лесных грызунов. Кроме того, во всех сообществах отмечены виды степных местообитаний: суслики, пеструшки, тушканчики. В фаунах млекопитающих отсутствуют субарктические виды (Агаджанян, Глушанкова, 1987).

Окский горизонт. Ранний неоплейстоцен, в соответствии с региональной хроностратиграфической схемой центральных районов, завершился окским оледенением, которое сопоставляется с эльстерским в Средней Европе и коррелируется нами с ИКС 12. Предполагается, что оно достигало бассейна Оки, однако вопрос о его границах до сих пор остается дискуссионным. По представлениям С.М. Шика, окское оледенение не распространялось южнее линии Рославль–Талдом–Кострома (История..., 1998).

В относительно недавнее время в результате междисциплинарного изучения разреза Мастюженка в бассейне р. Икорец (Воронежская область) обнаружены криотурбированные аллювиальные отложения, залегающие под инжавинской (лихвинской) почвой и содержащие межледниковую фауну мелких млекопитающих с архаичной *Arvicola*

mosbachensis Schmidtgen (Иосифова и др., 2009). Согласно морфометрическим данным, она заметно отличается от *A. mosbachensis*, характерной для лихвинских отложений (Решение..., 2009; Agadjanian, 2012). В то же время в мучкапских отложениях арвиколы вообще отсутствуют, встречается только предшествующая форма – *Mimomys intermedius* Newton.

Еще более убедительные данные были получены по разрезу Шехмань на р. Матыра в Тамбовской области (рис. 1). Здесь выше донской морены залегают два горизонта аллювия, верхний из которых содержит микротериофауну, типичную для лихвинского горизонта, а нижний (со следами криотурбаций) включает архаичных арвикол, близких к таковым разреза Мастюженка. Эволюционный уровень полевок соответствует заключительному этапу кромержского времени. Состав фауны млекопитающих, видовой состав рептилий и птиц свидетельствуют о теплом и умеренно влажном климате межледниковья, названного икорецким и коррелируемого с ИКС 13. К сожалению, пока отсутствует детальная палинологическая и палеопедологическая характеристика отложений этого межледниковья, что затрудняет его сопоставление с другими теплыми эпохами. В палиноспектрах отложений, отнесенных к предшествующему холодному навлинскому горизонту, соответствующему ИКС 14, до 60% составляет пыльца трав, в которой преобладают лебедовые (до 30%) и полынь (до 40%). В составе фауны мелких млекопитающих присутствуют *Dicrostonyx* sp. и *Lemmus lemmus* (Агаджанян и др., 2009; Иосифова и др., 2009).

Согласно последним данным, окское (эльстерское) оледенение было значительно меньше предшествующего донского. Несмотря на ограниченные размеры оледенения, в перигляциальных регионах Русской равнины реконструируются суровые ландшафтно-климатические условия, которые Е.Н. Ананова характеризует как “совершенно особый, в основном безлесный ландшафт, в котором, может быть в непосредственной близости, произрастали представители сухих степей и тундр” (Ананова, 1964, с. 82). На Верхнем Дону в развитии ледниковых ландшафтов окского этапа вначале доминировали перигляциальные тундры с преобладанием березовых редколесий из *Betula tortuosa*, *B. pubescens*, *B. pendula* и ерниковых ассоциаций (*Betula fruticosa*, *Betula nana*), а впоследствии – перигляциальные лесотундры с господством сосново-березовых редколесий.

О перигляциальных ландшафтах окского времени свидетельствует широкое распространение на Русской равнине копытного и обыкновенного лемминга, ареалы которых спускались на юг до 50°–55° с.ш. В то же время наблюдается значительное смещение на север ареала распростране-

ния степной и желтой пеструшки. В результате возникла область совместного обитания этих тундровых и степных форм, характеризующая несуществующие ныне условия перигляциальных степей (Агаджаниян, Глушанкова, 1987; Маркова, 2004; Шик, 2008).

В бассейне Оки морена тесно связана с местными питающими провинциями. Ее составу свойственна большая глинистость (16.6–24.8%), высокая концентрация местных минералов – глауконита и ильменита. Для заполнителя морены характерна ставролит-ильменитовая ассоциация с незначительной примесью роговой обманки, а в петрографическом составе на долю экзотических обломков скандинавского происхождения приходится только около 5%. Минеральный состав глинистой фракции определяется высоким содержанием гидрослюды (~40%) и монтмориллонита (до 40–50%), значительным количеством каолинита (до 20%). Преобладание в окской морене минералов с лабильной решеткой свидетельствует о значительном участии мезозойских (преимущественно монтмориллонитовых) отложений в формировании ее состава. Вещественный состав окской морены, в которой содержание роговой обманки достигает 40–50%, и субмеридиональная ориентировка обломков указывают на распространение ледника с северо-запада (Разрезы..., 1977; Глушанкова, 2011).

В перигляциальной зоне рассматриваемой эпохи формировался горизонт коростелевского лёсса мощностью, как правило, не более 1.0–1.5 м, в основании которого часто фиксируются грунтовые жилы, эпигенетически рассекающие кровлю залегающей ниже воронской почвы и формирующие образования типа “щельников”. Из лёссового горизонта в разрезе Стрелица получена пыльца растений перигляциальной тундры с березовыми редколесьями из *Betula tortuosa*, *B. pubescens*, *B. pendula* и ерниковых ассоциаций (*Betula fruticosa*, *Betula nana*), а также перигляциальной лесотундры с господством сосново-березовых редколесий (содержание пыльцы березы секций *Fruticosae* и *Nanae* до 25%) (рис. 1, 2, табл. 1).

Средний неоплейстоцен

В последние десятилетия появляется все больше данных, свидетельствующих о сложной периодизации палеогеографических событий в среднем неоплейстоцене. Существующие разногласия касаются как крупных ледниковых покровов, так и количества и ранга теплых интервалов. Одни исследователи выделяют два межледниковья – лихвинское и горкинское или лихвинское и каменское, другие – три межледниковья и три оледенения (Былинский, 1992; Шик, 1998, 2004а, 2004б, 2005; Болиховская, 2004; Глушанкова, 2008), которые хорошо увязываются с изотопно-кислород-

ной шкалой, на которой они выражены ИКС 6–11 (Urban, 1995; Turner, 1998 и др.). На территории Чехии А. Смоликовой (Smolikova, 1984) показано развитие трех педокомплексов (ПК IV–ПК VI), нижний из которых соответствует гольштейнскому (лихвинскому) межледниковью, два вышележащих – теплым эпохам (демниц и тренте) внутри оледенения заале. Н. Стремме (Stremme, 1982, 1995) была предпринята попытка корреляции лёссово-почвенных серий от приморской территории Франции до Украины, по данным наиболее детальных исследований в этих районах. Обобщенные им данные показывают, что в интервале между концом оледенения эльстер и концом оледенения заале (стадия варта) наблюдалось три климатических оптимума, наиболее ранний из которых соответствует гольштейнскому межледниковью. Наличие трех ледниково-межледниковых ритмов удалось выделить в полном объеме в лёссово-почвенной формации на территории Окско-Донской лёссовой провинции (Глушанкова, 2015).

Лихвинский горизонт. После окского оледенения наступило лихвинское межледниковье, коррелируемое с западноевропейским гольштейном и сопоставляемое нами с ИКС II (табл. 1, рис. 1, 2). Ему соответствует инжавинская почва, формирование которой происходило в условиях лесной зоны суббореального пояса. Широкое распространение в почвенном покрове получили почвы с генетическим профилем, дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу с признаками поверхностного оглеения. Ведущую роль в их формировании играли лессиваж и элювиально-глеевые процессы. Их близкими современными аналогами могут быть лювисоли, псевдоглеи или элювиально-глеевые почвы, широко распространенные в настоящее время в Западной Европе (в сочетании с бурными лесными и бурными лессивированными почвами). Южнее 52° с.ш. в почвенном покрове лесостепных ландшафтов преобладали текстурно-дифференцированные оглиненные почвы с признаками лессиважа, древние аналоги бурых лесных лессивированных, выщелоченных черноземов. На границе лесостепи и степи формировались почвы, близкие к современным черноземам. Южная граница лесостепи в эпоху формирования инжавинской почвы примерно совпадала с ее современным положением (Глушанкова, 2008, рис. 2).

Согласно палеоботаническим данным, для отложений лихвинского межледниковья на Русской равнине характерно преобладание в первой половине климатического оптимума пыльцы дуба, вяза и липы, а во второй половине – граба. При этом в первой половине оптимума сохраняется много ели (до 80%), а во второй – ели и пихты (по 30–40%), в связи с чем количество пыльцы широколиственных пород обычно не превышает 50%. Ольха (до 40%) и орешник (не более 20%) образуют четкую кульминацию в первой половине

межледниковья. Количество вымерших видов не превышает 4%, а экзотов – 11% (Шик, 2015). В оптимальные фазы лихвинского межледниковья в бассейне Верхнего Дона сначала преобладали дубово-грабовые, елово-пихтовые и грабово-буково-дубовые формации, а затем лесостепи с господством дубрав и грабово-вязово-дубовых ассоциаций. В составе характерных родов и видов, отражающих климато-фитоценоотические особенности этих палеосообществ, присутствуют *Tsuga canadensis*, *Picea s. Omorica*, *Pinus s. Cembra*, *P. s. Strobus*, *Juglans regia* и другие плиоценовые реликты (Болиховская, 2004).

Принадлежность лихвинского межледниковья к первой половине среднего неоплейстоцена подтверждается данными изучения флоры из старичной фации аллювиальных отложений Лихвинского стратотипа у г. Чекалин, а также находками мелких млекопитающих (Разрезы..., 1977). В составе фауны отсутствуют субарктические виды мелких млекопитающих, но присутствует архаичная *Arvicola mosbachensis*, сменявшая *Miomys intermedius*. Лихвинские фауны характеризуются разнообразием видового состава, высокой численностью насекомых, рыжей полевки, присутствием лесных мышей. Эволюционно эти сообщества отличаются рядом особенностей. Так, впервые на Дону появляется и широко радирует группа *Arvicola*, которая представлена здесь архаичной *A. mosbachensis*. Резко падает численность *Terricola*, которая представлена видом, близким к современной *T. subterraneus* (Selys-Longchamps), хотя существенно отличается от последней по ряду признаков. Продолжает нарастать численность и разнообразие *Microtus*, появляются формы, близкие к современным *M. agrestis* L. и *M. arvalis* Pallas. Из состава землероек исчезает *Drepanosorex gruntonensis* Hinton и *Neomys*. Последняя приобретает переходный характер между раннеоплейстоценовыми *Lagurus transiens* Janossy и современными *L. Lagurus* Pallas. В фаунах этого времени отсутствуют остатки холодолюбивых видов мелких млекопитающих (Агаджанян, 2009).

Калужский горизонт. Переход от лихвинского межледниковья к последующей днепровской (московской) ледниковой эпохе на Русской равнине характеризовался чередованием похолоданий и потеплений на протяжении длительного этапа. Выделяются не менее двух потеплений межстадиального ранга – кошинское и марьинское. Оледенение, следовавшее за лихвинским межледниковьем, скорее всего, не достигало центра Русской равнины. Отвечающий ему горизонт похолодания ледникового ранга, названный в региональной шкале калужским, хорошо выражен в Чекалинском разрезе, в бассейне Оки (рис. 1, табл. 1). Ему соответствует первое крупное продвижение ледникового покрова, названного печор-

ским, поскольку льды продвигались из Новоземельского и Пай-Хойского центров. Он сопоставляется с ИКС 10, и во внеледниковой зоне ему отвечает борисоглебский горизонт лёсса, залегающий на инжавинской (лихвинской) почве и являющийся материнской породой для более молодой каменской межледниковой почвы, разделяющей печорский и последующий ледниковые этапы (табл. 1).

Эпоха калужского похолодания, связанная с максимумом первой послелихвинской, печорской, ледниковой эпохи, началась с этапа, который привел к развитию мелкополигонального расстрескивания, свидетельствующего об усилении континентальности климата, а возможно, его аридизации на завершающих стадиях лихвинского межледниковья (Разрезы..., 1977; Глушанкова, 1994; Длусский, 2001). Печорскому оледенению соответствует ступинский палеокриогенный горизонт. В его раннюю фазу “а” кровля инжавинской почвы была нарушена солифлюкцией и ледогрунтовыми мелкополигональными структурами размером по вертикали около 1 м. В позднюю фазу “б” в некоторых разрезах появляются псевдоморфозы по ледяным жилам с размером по вертикали не более 2 м (Величко и др., 2004).

В наиболее холодные фазы на территории Окско-Донской лёссовой провинции господствовали ландшафты перигляциальной тундры, лесотундры, тундро-лесостепей и тундро-степей. Приледниковые районы были ареной расселения бореально-лесных растений, крио- и ксерофитов: лиственницы *Larix* sp., сосны обыкновенной *Pinus sylvestris*, березы пушистой и повислой *Betula pubescens*, *B. pendula*, кустарниковой березы *B. fruticosa*, карликовой березки *Betula nana*, ольховника *Alnus fruticosa*, плаунка сибирского *Selaginella sibirica*, полыни подрода *Seriphidium* и др. В южной части внеледниковой зоны Русской равнины в это время доминировали перигляциальные ландшафты лесостепей и степей (Болиховская, 2004).

Чекалинский горизонт. Калужское похолодание сменилось потеплением межледникового ранга, названным чекалинским и сопоставляемым нами с ИКС 9 и началом ИКС 8, а также с каменской ископаемой почвой, сформированной в межледниковую эпоху, уступающую предшествующему лихвинскому межледниковью по теплообеспеченности (табл. 1, рис. 2).

Каменское межледниковье. Исследованиями последних лет существенно детализирована последовательность событий в интервале между горизонтом лихвинского межледниковья и горизонтом днепровской морены. Здесь в лёссовой серии, выше инжавинского педокомплекса, отвечающего лихвинскому межледниковью, был выделен еще один почвенный комплекс межледникового типа – каменский, содержащий, судя по разрезам Прилу-

ки (в бассейне Днепра) и Рассказово (в бассейне Дона), фауну хазарского комплекса, представленную главным образом степными видами: *Citellus* sp., *Lagurus* ex gr., *Lagurus*, *Microtus gregalis* (Глушанкова, 1994, 2008; Маркова, 2004; табл. 1).

На протяжении межледниковья сформировался почвенный покров, в котором на севере Русской равнины доминировали почвы — древние аналоги современных дерново-подзолистых, серых лесных почв. Ведущую роль в их формировании играл комплекс элювиально-иллювиальных процессов, к которому южнее присоединилось оглинение *in situ* и гумусоаккумуляция. Основной фон почвенного покрова в ландшафтах бассейнов Верхнего и Среднего Дона составляли почвы — возможные аналоги современных серых лесных, бурых лесных лессивированных, черноземовидных почв луговых степей, выщелоченных черноземов (рис. 2). Формирование почвенного покрова в бассейне Верхней Оки происходило в условиях лесных ландшафтов, в бассейне Верхнего Дона — в ландшафтах лесостепи на ранней стадии развития, на последующей стадии — под разнотравно-злаковыми степями с участками грабово-дубовых лесов, березняков и ольшаников, а в наиболее гумидную лесную фазу — под дубово-грабовыми, сосново-березовыми и ольховыми лесами (Глушанкова, 2004; Болиховская, 2004).

Для палинологической характеристики этого межледниковья нами были использованы материалы по Литве, где к ИКС 9 относятся хорошо изученные снайгупельские отложения. Для них характерен четко выраженный климатический оптимум с содержанием широколиственных пород до 50–60%. В первой половине оптимума они представлены только дубом (до 40%), липой (до 20%) и вязом (до 10%), которые появляются и кульминируют практически одновременно; граб (до 50%) появляется только во второй половине оптимума. Пихта полностью отсутствует, а количество пыльцы ели, даже во второй половине оптимума, не превышает 15%. Ольха и орешник образуют растянутый максимум между максимумами смешанного дубового леса и граба (ольхи до 60%, а орешника более 100% от суммы пыльцы остальных древесных пород). В составе дендрофлоры, по сравнению с флорами предыдущих межледниковий, резко сократилось участие плейстоценовых реликтов. Наряду с широко распространенными древесными породами, на рассматриваемой территории встречались: *Larix* cf. *decidua* Mill., *Abies* cf. *alba* Mill., *Pinus* sec. *Cembra*, *P. sec. Strobis*, *Picea* sec. *Omorica*, *Betula* sec. *Costatae*, *Tilia platyphyllos* Scop., *T. tomentosa* Moench, *Carpinus betulus* L. (Кондратене, 1996).

Вологодский горизонт. Второе оледенение среднего неоплейстоцена — вологодское — сопоставляется нами с большей частью ИКС 8 (табл. 1).

Вологодская морена, широко развитая на северо-западе Русской равнины, в последнее время была обнаружена в северной части Тверской и Ярославской областей, где на ней, как и севернее, залегают горкинские межледниковые отложения (Шик и др., 2009). По многочисленным скважинам установлено, что южнее морена с таким существенным составом отсутствует (Грибченко, Немцова, 2001). По составу обломочного материала вологодская морена существенно отличается от вышележащей московской разности.

В лёссово-почвенных образованиях бассейна Дона вологодскому горизонту отвечает орчикский лёсс, служащий материнской породой для роменской почвы (табл. 1, рис. 2). Это похолодание характеризуется господством в северных ледниково-перигляциальных областях Восточно-Европейской лёссовой провинции перигляциальных тундр, лесотундр и степей.

Горкинский горизонт. Значительное потепление в ранге межледниковья фиксируется данными ЭПР-анализа около 220 тыс. лет назад и соответствует большей части ИКС 7. В эту эпоху на Русской равнине господствовали широколиственные и хвойно-широколиственные леса и формировались почвы с монокристаллическим, слабо дифференцированным профилем, без признаков иллювирирования материала, в значительной степени оглеенные и криотурбированные (табл. 1). Палеопочвы, сформированные на маломощном орчикском лёссе, залегают в подошве днепровского лёсса и в разрезах Верхнего Дона, как правило, сближены с более древними почвами. В опорных разрезах бассейнов Сейма, Суры (разрезы Михайловка, Чирково) и Нижней Камы (разрезы Коминтерн, Раздольный, Татарская Чижма и др.) они образуют самостоятельный стратиграфический горизонт, отделяясь от нижележащей каменной почвы слоем лёссовидного суглинка (0.16–0.7 м), в значительной степени измененного педогенными процессами (рис. 1, 2, табл. 1). По сравнению с более древними среднеплейстоценовыми почвами, они менее четко характеризуются как в генетическом, так и в климато-стратиграфическом плане. Некоторые исследователи выделяют их как самостоятельное образование, придавая им межледниковый ранг, другие трактуют их как межстадиальное образование (Величко и др., 1997; Величко, Морозова, 2005; Глушанкова, 1994, 2008; Длусский, 2001; Болиховская, 2004). Слабая выраженность этой почвы, многими исследователями принимавшейся за межстадиальную, хорошо увязывается с низким содержанием пыльцы широколиственных пород в климатическом оптимуме горкинского межледниковья (Шик, 2014).

Пространственная неоднородность почв менее отчетливо выражена, по сравнению с почвами более древних эпох среднего неоплейстоцена.

Можно предположить, что их изменение связано не со сменой характера почвообразования, а с условиями седиментации мелкозема и деформации профиля криогенной природы. В северных разрезах Окско-Донской лёссовой провинции роменская почва сильно нарушена, и на этом уровне выделяются оглеенные, криотурбированные образования со слабой сохранностью профиля. Возможно, это связано с активным последующим воздействием на профиль почвы экзогенных процессов в перигляциальной зоне днепровского оледенения. Вблизи верхнего контакта роменской почвы В.П. Нечаевым описаны фестончатые криогенные деформации, аналогичные сходным образованиям в современном деятельном слое на западе полуострова Ямал (Нечаев, 2005). Можно предположить, что современные аналоги тундрово-глеевых почв (глееземов) заключительной эпохи среднео-плейстоценового педогенеза находятся в ландшафтах Западно-Сибирской тундры.

Четкие морфотипические признаки роменской почвы установлены в почвенном покрове южной половины Русской равнины, где она представлена ярко-бурой или красновато-бурой толщей с кротовинами и карбонатным горизонтом в основании. В ней выявлены микроморфологические признаки процессов оглинивания *in situ*, без перемещения продуктов почвообразования по профилю. На юго-западе равнины им свойственна значительная выветрелость минеральной массы, оглинивание, аккумуляция углекислых солей, высокая биогенная активность на фоне слабого гумусонакопления.

Согласно палинологическим данным, во время формирования роменской почвы в бассейне Оки доминировали леса с участием дуба, липы. В средней полосе Русской равнины содержание пыльцы широколиственных пород (дуба, вяза, липы) в палеопочве не превышает 15–20%, в других межледниковьях оно достигает 50–60% и присутствует пыльца граба, что свидетельствует о климате лишь немного теплее современного. В климатическом оптимуме количество пыльцы сосны достигает 40%, ели и березы – по 20%. Ольха (до 75% от суммы остальных древесных пород) кульминирует одновременно с широколиственными породами, а содержание пыльцы орешника не превышает 10%. По всему климатическому оптимуму присутствуют единичные пыльцевые зерна лиственницы. В составе преобладающей на протяжении всего потепления в бассейне Верхнего Дона лесной растительности постоянно участвовали грабинниково-дубовые, грабово-дубовые и хвойно-березовые леса (Шик и др., 2009; Шик, 2014, 2015).

Бедная по составу хазарская микротериофауна, извлеченная из кротовинного горизонта роменской почвы в разрезе Прилуки, указывает на

существование открытых ландшафтов в долине р. Сула во время формирования почвенного покрова (Маркова, 2004).

Московский (днепровский) горизонт. Днепровско-московская ледниковая эпоха, соответствующая большей части ИКС 6, пришедшая на смену теплым эпохам, является максимальной в среднем неоплейстоцене (табл. 1). Она сопоставляется с заальской эпохой в Центральной Европе и подразделяется на две стадии – раннюю собственно днепровскую (аналог стадии дренге) и позднюю московскую (аналог стадии варта). Исследование органо-генных осадков между днепровской и московской моренами в ледниковых районах и коррелятивных им отложений в перигляциальных областях (курская почва) не позволяет выделить в этом хронологическом интервале межледниковых отложений.

В Лихвинском стратотипе к днепровско-московскому этапу относится мощная толща, состоящая из: 1) раннеднепровских водно-ледниковых алевритов; 2) трехслойной морены, отвечающей днепровской и московской стадиям оледенения и днепровско-московскому межстадиалу; 3) позднемосковских лёссовидных супесей. Костеносный горизонт с лемминговой фауной залегает во флювиогляциальных отложениях под днепровской мореной и выше лихвинской озерной толщи. В составе фауны преобладает копытный лемминг *Dicrostonyx cf. simplicior* Fejfar (Агаджанян, 1983). Для копытного лемминга среднего неоплейстоцена В.С. Зажигиным (2003) было предложено использовать название *D. henseli*. Однако это название было преокупировано ранее для одного из морфотипов позднеплейстоценового копытного лемминга. Нельзя использовать название *D. henseli* для леммингов среднего неоплейстоцена без анализа количественного соотношения морфотипов строения моляров сопоставляемых популяций (Агаджанян, 2009).

В указанном местонахождении довольно высока численность серого лемминга *Lemmus*, полевки-экономки, узкочерепной полевки. Малочисленные виды чекалинской пеструшки представлены формой *Lagurus transiens* Janossy. Аналогичная фауна найдена в разрезе Черменино на Верхней Волге (рис. 1). Причем, в отличие от фауны местонахождения Чекалин, здесь в составе сообщества присутствует *Arvicola*. По структуре эмали зубы этой полевки имеют признаки *Arvicola mosbachensis*. К сожалению, малое количество материала не позволяет выполнить количественную оценку признака (Разрезы..., 1977). В ряде местонахождений ледниковой эпохи в бассейнах Дона, Сейма, Оки, Волги были обнаружены остатки типичных животных Субарктики и перигляциальных степей: *Dicrostonyx simplicior*, *Lemmus sibiricus*, *Lagurus ex gr. lagurus*, *Microtus gregalis* (Агаджанян, Глушанкова, 1987, 1989; Агаджанян, 2009).

В максимальную стадию развития ледниковый покров занимал обширные площади в северной части Русской равнины, проникая по долине Днепра на юг до устья р. Орель. Подобно другим ледниковым эпохам, в эпоху днепровского оледенения максимальное распространение имели тундростепи.

Наиболее ранние криогенные деформации, относящиеся к первому криогенному горизонту днепровской ледниковой эпохи (инволюции, солифлюкции, мелкие псевдоморфозы по жильным льдам), отмечаются в роменской почве. Наряду с этим, в отложениях днепровской и московской холодных эпох достаточно широко распространены псевдоморфозы по жильным льдам, относящиеся к двум более молодым палеокриогенным горизонтам, непосредственно связанным с эпохой аградации днепровского ледникового покрова. При этом отмечается тенденция к развитию более крупных псевдоморфоз (~3 м по вертикали) в московском горизонте (Величко и др., 2004).

В наиболее полных разрезах оставленная ледником красновато-коричневая морена достигает мощности нескольких десятков метров. В Боровско-Тарусском районе она неоднородна по минералогическому составу глинистой фракции: нижний слой по своим параметрам близок к окской морене, тогда как верхний определяется максимальным для Чекалинского района содержанием гидрослюда (до 50–60%) и каолинита (~30%), при незначительном (до 20%) включении минералов с лабильной решеткой. Такой состав глинистой фракции свидетельствует о значительном влиянии на формирование днепровской морены удаленных питающих провинций по сравнению с местными (Разрезы ..., 1977; Sudakova et al., 1995).

Поздний неоплейстоцен

Поздний неоплейстоцен представляет собой единый последний ледниково-межледниковый макроцикл, изучение которого имеет большое значение для эволюционного анализа современных природных условий. На территории Русской равнины он ознаменовался заметной перестройкой природной среды, выразившейся в усилении ритмичности и контрастности в изменении климата, в интенсивности и характере направленности педогенеза. Умеренный климат теплых и относительно теплых этапов сменялся периодически холодным, перигляциальным. Более контрастными стали и биоклиматические изменения на отдельных теплых и холодных этапах.

Позднеоплейстоценовый этап является наиболее изученным в геологической истории Русской равнины. Тем не менее остается еще множество вопросов относительно хронологии и ландшафтно-климатических особенностей теп-

лых и холодных этапов разного ранга для последних ~130 тыс. лет. Прежде всего они касаются интервала, отвечающего ИКС 5d–5a (табл. 1). Этот интервал отличается своеобразными климатическими условиями – чередованием значительных похолоданий, возможно с развитием небольших материковых оледенений, с потеплениями. При этом климат в средних широтах все это время оставался холоднее современного. Большинство исследователей относит его к валдайской (вюрмской, вислинской) ледниковой эпохе, с ранне- и поздневалдайскими мегастадиями (ИКС 4 и 2), разделенными продолжительным (около 25 тыс. лет) мегаинтерстадиалом (ИКС 3). Некоторые считают возможным включить его в состав микулинского межледниковья (Шик и др., 2006). Разногласия вызывает также вопрос о положении границ крупных стадий (“мегастадий”) валдайского оледенения (Спиридонова, 1983; Евзеров, 2002; Шик, 2008).

Максимальная мощность и наиболее сложное строение верхнеоплейстоценовых лёссов характерно для зоны их оптимального накопления в западном и центральном секторах Русской равнины. Эта зона включает в себя три уровня лёсса и три уровня ископаемых почв, два из которых образуют педокомплекс. Южнее мощности верхнеоплейстоценовой лёссовой толщи значительно уменьшается, упрощается ее строение. Наблюдается существенное сокращение мощностей валдайских лёссов с выклиниванием брянской палеопочвы (Глушанкова, 1994, 2008). В восточном секторе Русской равнины лёссовый покров не образует сплошного массива, а носит прерывистый и островной характер (Глушанкова, 2012, 2015; Глушанкова и др., 2017; Судакова и др., 2017). Граница его сплошного и прерывистого распространения в общих чертах совпадает с восточной периферией Окско-Донской равнины. Далее, вплоть до южного Предуралья, лёссовые отложения представлены в редких небольших массивах, где они имеют малые мощности. Исключение составляет территория Камской лёссовой провинции, где они покрывают значительную площадь междуречий, вскрываются в речных долинах, но отсутствуют на крутых склонах и самых высоких элементах рельефа. Их общая мощность неодинакова и, как правило, не превышает 25–30 м. В пределах водораздельной поверхности выделяется несколько распространенных типов лёссовых разрезов. Первый из них приурочен к современным водораздельным пространствам, которые в целом соответствуют древним доплейстоценовым водоразделам. Мощность лёссовой толщи на вершинных участках междуречий составляет 10 м и менее. На отдельных участках она уменьшается до 2.5 м. Второй тип приурочен к современным водораздельным участкам, соответствующим доплейстоценовым и плейстоценовым эрозионным

понижениям в кровле коренных отложений тарского яруса и более молодым эрозионным понижениям в подстилающих озерно-аллювиальных отложениях, мощность которых достигает 22 м. Мощность лёссовой толщи здесь превышает 10 м, реже составляет 20 м и более. Третий тип разрезов приурочен к современным водоразделам, соответствующим глубоким эрозионным врезам в толщу подстилающих среднелепесточеновых озерно-аллювиальных отложений, мощность которых незначительна. Местами они полностью размыты. Мощность лёссовой толщи здесь достигает 18 м и более (Glushankova, 2015).

Фауны мелких млекопитающих позднего неоплейстоцена, изученные А.К. Агаджаняном по сборам Г.В. Холмового в бассейне Оскола и Р.В. Красненкова в бассейне Верхнего Дона, отличаются рядом особенностей. Водяная полевка этих сообществ по своей морфологии напоминает современную *Arvicola sapidus* Miller Пиренейского полуострова. Почти повсеместно получает распространение *Microtus agrestis* L., которая по строению зубов еще не идентична современной пашенной полевке. В большинстве сообществ присутствует подземная полевка *Terricola subterganeus* (Selys-Longchamps), но численность ее очень низкая. По строению M_2 и M^3 эта полевка еще отличается от современной *Terricola subterganeus* (Selys-Longchamps) центральных районов Русской равнины. В отличие от голоцена, в позднем неоплейстоцене бассейнов Дона и Верхней Волги повсеместное распространение имели узкочерепная полевка, желтая и обыкновенная пеструшка, степная пищуха, выхухоль (рис. 2).

Помимо перечисленных общих отличий эволюционного характера, различные фауны позднего неоплейстоцена имели свои региональные и экологические отличия, обусловленные, прежде всего, палеогеографическими условиями. Региональные отличия выражаются в том, что в бассейне Оскола и Верхнего Дона повсеместно присутствуют суслики, слепушонка, пеструшки и слепыш. В сообществах холодного времени бореальный элемент представлен лишь малочисленными представителями рода *Lemmus*. На Верхней Волге в сообществах позднего неоплейстоцена суслики и пеструшки очень редки, землерои *Ellobius* и *Spalax* вообще отсутствуют. Лемминги, напротив, обычны, а в фаунах максимума оледенения преобладает копытный лемминг *Dicrostonyx henseli* Hinton.

Микулинский горизонт. Исходя из стратиграфического положения, морфотипических показателей верхнеоплейстоценовых почв, подтвержденных биостратиграфическими данными, установлено их соответствие микулинскому (земскому, росс-вюрмскому, сангамонскому) межледниковью, сопоставляемому с ИКС 5e; интерстадиалу начала валдайской ледниковой эпохи (крутицкому, ИКС 5a),

хронологически сопоставляемому с интерстадиалом брёруп; дунаевскому (брянскому) интерстадиалу ИКС 3 (Чеботарева, Макарычева, 1974) (табл. 1, рис. 2).

В основании верхнеоплейстоценовой лёссово-почвенной серии залегает педокомплекс, имеющий наибольшую стратиграфическую выдержанность по площади среди неоплейстоценовых почв и сопоставляемый с ИКС 5. В опорных разрезах древних межлужечных пространств почвы ранневалдайского интерстадиала и микулинского межледниковья, как правило, наложены одна на другую и образуют мощный (1.0–3.95 м), сложнопостроенный педокомплекс (“мезинский”), нарушенный деформациями фазы “б” смоленского криогенного горизонта. Теплые эпохи почвообразования разделены периодом похолодания, сопровождавшимся лёссонакоплением (севский лёсс мощностью 0.3–1.0 м) и формированием деформаций фазы “а” смоленского криогенного горизонта. В подавляющем большинстве опорных разрезов лёсс в первоначальном виде не сохранился. Он переработан почвообразованием ранневалдайского интерстадиала и является материнской породой для почв этой эпохи (табл. 1, рис. 2). Стратиграфическое положение педокомплекса определяется развитием нижней (“салынской”) почвы либо непосредственно на ледниковых отложениях днепровского возраста, как в бассейне Верхней Оки (Чекалинский разрез), либо на их возрастных аналогах – лёссах и лёссовидных суглинках в разрезах Окско-Донской равнины (разрезы Коротояк, Урыв, Коростелево и др.), Приволжской возвышенности (разрез Чирково и др.), в бассейнах Средней Волги и Нижней Камы (разрезы Коминтерн, Татарская Чишма, Тиганы, Раздольный и др.) (рис. 1, 2).

На территории Окско-Донской лёссовой провинции, а также в бассейнах Средней Волги, Нижней Камы в ландшафтах микулинского межледниковья преобладало лесное суббореальное почвообразование, при активном участии процессов лессиважа, оглинения, поверхностного оглеения (рис. 2). Основной фон почвенного покрова в лесной зоне составляли текстурно-дифференцированные лессивированные почвы, возможные аналоги современных лювисолей, а на юго-западе равнины – аналоги бурых лесных лессивированных, бурых лесных псевдоглеевых почв. В настоящее время они составляют основной фон почвенного покрова Центральной и Средней Европы. В лесостепных ландшафтах почвенный покров этого времени характеризовался сложным строением. Он был представлен комбинациями западных почв с резко дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу профилем и почв лугово-черноземного генезиса. Степная зона была редуцирована. Она трансформировалась в лесостепь, а черноземовидные почвы занимали пространства на самом юге Русской равнины. По

генетическим свойствам, а также по закономерностям географического размещения почвы микулинского межледникового обнаруживают принципиальное сходство с почвами современной эпохи. Они почти идентичны современным почвам Западной и Средней Европы, так называемым парабраунерде, лессиве, фалерде, псевдоглеи (Морозова, 1981).

В почвенном покрове микулинского межледникового четко проявляется широтная зональность. Общий план почвенных зон обнаруживает сходство с существующими ныне зонами, отличающаяся в основном тем, что на территории Окско-Донской равнины южная граница лесных почв была сдвинута на 75–100 км к югу, а древняя лесостепная зона продвигалась южнее на 200–250 км. В настоящее время здесь проходит граница между подзонами типичных и обыкновенных черноземов. Граница между подзонами северной и южной лесостепи проходила южнее на 100–150 км. Площадь степных почв была вдвое меньше по сравнению с современной эпохой. В этой зоне выделяются участки почв лесного генезиса (Глушанкова, 2004).

Наиболее широко распространенным в ландшафтах микулинского межледникового был неморальный тип растительности, представленный формацией широколиственных лесов с доминантным положением граба обыкновенного (*Carpinus betulus*) или граба, дуба и липы. Южнее 52° с.ш. на большей части равнины леса сменялись лесостепными и степными ассоциациями. В лесостепной зоне роль граба в составе широколиственных лесов была гораздо большей, чем в настоящее время. Степной тип растительности занимал примерно ту же территорию, что и сейчас, но в фитоценоотическом отношении существенно отличался. Основное отличие заключалось в том, что это были формации луговых степей в сочетании с формациями грабово-дубовых (на западе) и дубовых (на востоке) лесов. Общий план растительных зон в микулинское межледниковье в целом был сходен с существующими ныне зонами. Основное отличие заключалось в смещении границ лесной зоны к северу и к югу от современного их положения, в отсутствии растительности тундрового типа на севере Русской равнины и широком распространении севернее 60° с.ш. березовых и еловых лесов с большим или меньшим участием дуба, граба и вяза (Гричук, 1989).

Сообщества мелких млекопитающих первой половины позднего неоплейстоцена, соответствующие микулинскому межледниковью, такие как Старый Оскол, Урыв-5, характеризуются присутствием землероек, выхухоли, лесных мышей, рыжей полевки, лесной соны. Аналогичные по составу фауны описаны в бассейне Сейма и Верхней Волги (Агаджаниян, 2009). В целом они

характеризуются таксономическим разнообразием и преобладанием видов хвойно-широколиственных лесов (рис. 1). Для подобной фауны из торфяника в местонахождении Черемошник на Верхней Волге (Агаджаниян, 1972) получены датировки 114.2 и 115.5 тыс. лет (Rusakov et al., 2015).

Валдайский надгоризонт. В позднем неоплейстоцене Окско-Донской лёссовой провинции, помимо межледникового микулинского горизонта, выделяется валдайский надгоризонт, подразделяющийся на три горизонта, отвечающих двум крупным ледниковым стадиям или “мегастадиям” (калининский и осташковский горизонты) и разделяющему их длительному (более 25 тыс. лет) мегаинтерстадиалу (брянский, дунаевский) (табл. 1, рис. 2).

Для валдайского холодного этапа хорошо известны три палеокриогенных горизонта. Наиболее ранний из них – смоленский – представлен двумя фазами. В более раннюю фазу “а” кровля микулинской почвы была нарушена солифлюкцией и ледогрунтовыми мелкополигональными структурами размером по вертикали около 1 м. В более позднюю фазу “б” в некоторых разрезах появились псевдоморфозы по ледяным жилам с размером по вертикали не более 2 м. Владимирский палеокриогенный горизонт почти повсеместно нарушает профиль брянской ископаемой почвы деформациями типа пятен-медальонов, что может свидетельствовать об условиях, по крайней мере, южной периферии области сплошной многолетней мерзлоты. Наиболее суровые условия существовали в фазу “а” ярославского криогенного горизонта. Для этого времени характерны наиболее крупные псевдоморфозы по ледяным жилам, обнаруженные в толще над брянским, деснинским, лёссом, с размером по вертикали до 3–4 м, а иногда и более. Фаза “б” отвечает смягчению мерзлотно-климатических условий и, вероятно, условиям области прерывистой мерзлоты (Величко и др., 2004).

Теплый климат микулинского межледникового постепенно сменился ранневалдайским похолоданием (~70–47 тыс. лет назад) с первой еще не очень суровой волной распространения мерзлотно-процессов, с возникновением многолетней мерзлоты не только на севере, но и в средней части Русской равнины. Внутри валдайского ледникового климатического периода (~70–10 тыс. лет назад, ИКС 4–2), характеризующегося сменой нескольких потеплений и похолоданий, реконструировано две интерстадиальные эпохи педогенеза – ранневалдайская крутицкая (ИКС 5а) и средневалдайская брянская, коррелируемая с ИКС 3. Хроностратиграфическое положение почв ранневалдайского интерстадиала (верхнего члена мезинского педокомплекса), последовавшего за микулинским межледниковьем и кратковременным

внутримезинским похолоданием, свидетельствует о том, что время их формирования совпадает с периодом смягчения климата, уступающим по термическим показателям микулинскому межледниковью.

Верхневолжский (крутицкий) интерстадиал. Длительное и сложное в палеогеографическом отношении время, последовавшее за микулинским межледниковьем, характеризовалось на начальных этапах многочисленными климатическими колебаниями — похолоданиями и потеплениями. Интервал смягчения климата, по термическим показателям уступающий микулинскому межледниковью, представлен в разрезах Окско-Донской лёссовой провинции почвой ранневалдайского (крутицкого) интерстадиала — верхнего члена полигенетического мезинского почвенного комплекса, сопоставляемого с ИКС 5а (табл. 1). К этому временному интервалу в пределах Средней Европы относят формирование верхних гумусированных почв полигенетических комплексов (аналогов мезинского педокомплекса), залегающих в основании вюрмских (вислинских) лёссов: Нетулиско I на Сандомирской возвышенности (Jersak, 1976; Konecka-Betley, 1994, 2001; Mojski, 2005), наумбургского и ломачского в Германии (Liberoth, 1964), гумусовых зон над рисс-вюрмской почвой в ФРГ (Semmel, 1973), ПК II в Чехии, почвы Варнетон в Бельгии (Paere et al., 1990) и др.

Результаты изучения почв ранневалдайского интерстадиала на территории бассейнов Дона, Днепра, Оки, Средней Волги, Нижней Камы свидетельствуют о почвообразовании в условиях открытых безлесных ландшафтов и формировании своеобразных почв, аналоги которых в современном почвенном покрове отсутствуют (рис. 2). Характер, направление педогенеза, строение почвенного покрова относительно микулинского межледниковья существенным образом изменилось. Морфологические признаки, основные показатели физико-химического состояния почв, в особенности однообразие свойств органического вещества (гуматно-кальциевый состав, слабая степень обуглероженности и окисленности высокоароматичных молекул гуминовых кислот), характеризующие почвообразование этой эпохи, указывают на относительное однообразие элементарных процессов педогенеза. Среди них явно доминировал дерновый процесс, способствовавший развитию почвенного покрова и почв с однотипным строением профиля, в котором гумусово-аккумулятивный горизонт почти повсеместно представлен темноокрашенным суглинком мощностью 0.6–1.5 м. Аналогами этих почв в современном почвенном покрове могут быть черноземовидные почвы под лугово-степной растительностью. Большинство зарубежных исследователей относят их к черноземам, однако отсутствие в профиле иллювиально-карбонатного горизонта проти-

воречит этому. В это время наблюдается деградация лесной зоны, ослабление структуры природной зональности. В составе однообразного по строению почвенного покрова преобладали почвы черноземовидного генезиса. На заключительных этапах или уже после завершения почвообразования почвы крутицкого интерстадиала подверглись воздействию криогенных процессов (смоленская криогенная фаза “b”). В некоторых разрезах появились псевдоморфозы по ледяным жилам с размером по вертикали не более 2 м. Коренное отличие этой эпохи заключалось не только в однообразии почвенного покрова и общей выравненности природных условий на значительных площадях, но и в принципиально иной зональной структуре по сравнению с микулинским межледниковьем и с современностью. В это время отсутствовали широтные изменения почв.

Вслед за ранневалдайской эпохой педогенеза наступил период похолодания, сопровождавшийся лёссонакоплением в обстановке господства холодных гиперзональных условий. В перигляциальной области началу среднего валдая отвечает маломощный горизонт хотылевского лёсса, являющегося материнской породой для почв брянской эпохи (табл. 1). Время его формирования может быть отнесено к ИКС 4 и частично к ИКС 3. Это подтверждают полученные в последние годы датировки по OSL этого горизонта лёсса в Лихвинском стратотипическом разрезе (70 ± 7 тыс. лет назад) и в разрезе Гололобово (34 ± 4 тыс. лет назад) в бассейне Оки (Little et al., 2002).

Дунаевский (брянский) интерстадиал. В интервале ~45–25 тыс. лет фиксируется этап смягчения климата с внутренними колебаниями от более теплых к более холодным условиям, который в целом рассматривается как средневалдайский мегаинтерстадиал. В ледниковой области это дунаевский интерстадиал (31–25 тыс. лет назад), а в лёссовой к нему относится брянский интерстадиал, сопоставляемый с верхней частью средневалдайского мегаинтерстадиала (поздняя фаза ИКС 3) и представленный брянской ископаемой почвой в центре и на востоке и дубновской почвой на юго-западе Русской равнины. В Западной и Центральной Европе к этому интерстадиалу относятся глянский комплекс (Fink, 1969), ПК I в Чехии (Smolikova, 1984), Кессельт в Бельгии (Paere et al., 1990), сент-ромен во Франции, менде Е в Венгрии (Pecsi, 1991) и др. Хронологическое единство почв, генетически сопряженных между собой на значительной территории, установлено как по строению профиля типа A1–BCa, в отдельных случаях — A1–BCa–Cg, так и по характеру криогенных деформаций владимирского криогенного горизонта (мелкие структурные клиновидные деформации типа пятен-медальонов, солифлюкционные образования, характерные для центральных районов, и аструктурные образования, свойствен-

ные западным районам), нарушивших палеопочву, способствовавших перемешиванию почвенной массы и вторичному оглеению. Одновозрастность палеопочв подтверждается также многочисленными радиоуглеродными датами по однотипному материалу — препаратам гумусовых кислот из ископаемых почв и древесному углю из образцов в разрезах бассейнов р. Десна (Брянск — 24920 + 1800 лет назад (Мо-387), Мезин — 24300 + 320 лет назад (ИГАН-88)); р. Сейм (Михайловка — 26390 + 900 лет назад (ИГРАН-333)); р. Ока (Фатьяновка — 22300 + 250 лет назад (ИГРАН)); р. Дон (Новохоперск — 22840 + 220 лет назад, ИГРАН)) и многих других. Они отражают верхний предел средневалдайского теплого интервала и генетическую сопряженность палеопочв в различных регионах Русской равнины (табл. 1, рис. 2).

Уровень брянской ископаемой почвы, диагностируемый на последней стадии развития как мерзлотно-глеевый, хорошо прослеживается в лёссовых разрезах уже к югу от границы валдайского оледенения, а также в пределах днепровского и донского ледниковых языков (рис. 2). Он отличается от межледникового и современного почвенного покрова отсутствием развитых в настоящее время на территории Русской равнины почв, древние аналоги которых составляли основной фон почвенных покровов в микулинское межледниковье. Отсутствие прямых аналогов среди современных почв, противоречивость в сочетании признаков строения профиля брянской почвы, свойственных широкому спектру типологически различных почв, педогенез которых определяется контрастными экологическими условиями, привели к различному, часто противоречивому, толкованию их генезиса, условий их образования и возрастных аналогов. Так, фульватный состав гумуса и упрощенное строение молекул гуминовых кислот, свойственные рассматриваемой почве, характерны для органического вещества широкого ряда современных почв от тундровых до пустынных сероземов, а также подзолистых почв. Но отсутствие в палеопочве признаков иллювиирования исключает их сопоставление с последними. Наличие в большинстве случаев хорошо оформленного карбонатного иллювиального горизонта в профиле палеопочвы присуще также как степным, так и палевым мерзлотным почвам Центральной Якутии, лугово-лесным почвам Восточной Сибири. Известно, что развитие первых происходит в условиях суббореального, слабо аридного климата с хорошо выраженной сезонной контрастностью, а формирование вторых связано с экстраконтинентальными криоаридными условиями (Глушанкова, 1999, 2008). Принимая во внимание сказанное выше и исходя из полученных результатов, генетическая общность почв средневалдайского интервала на территории бассейнов Дона, Оки, Волги, Камы установлена на основе следую-

щих признаков: 1) наличия гумусового горизонта с фульватным составом органического вещества; 2) присутствия иллювиально-карбонатного горизонта в основании профиля и ниже — признаков глеевого горизонта, не всегда четко проявляющегося; 3) увеличения глинистой фракции в профиле почв; 4) специфической ооидной агрегированности в микростроении. В формировании почвенного покрова активное участие принимали процессы относительного гумусонакопления, внутрпочвенного выветривания и накопления углекислых солей. Перечисленные показатели обнаруживаются в палевых мерзлотных почвах, развитых в современности на лёссовидных карбонатных суглинках в экстраконтинентальных, криоаридных районах Центральной Якутии, в бассейне р. Лена. Сочетание ряда признаков указывает на развитие почв в условиях провинциального изменения увлажнения. Специфической чертой природных условий этой эпохи является полная деградация почв лесного генезиса как зонального элемента (Глушанкова, 1994, 1998, 2004).

Исследования, проведенные в бассейне Десны, позволили установить в указанном выше диапазоне радиоуглеродных датировок не менее двух фаз педогенеза, а в бассейне Среднего Дона они подтвердили их разновозрастность и выявили наличие более ранних уровней в интервале ИКС 3 (Синицын, 2006). Исходя из сказанного, брянский горизонт в лёссовых разрезах высоких водоразделов и речных террас следует рассматривать как интегральный хроностратиграфический уровень, отражающий сложные события средневалдайского интерстадиала, соответствующего основной части ИКС 3. Брянский интервал завершается распространением волны криогенеза, зафиксированного в структуре владимирского криогенного горизонта, нарушившего почвенный комплекс и совпадающего, вероятно, с начальными этапами поздневалдайского оледенения (~24–10.3 тыс. лет назад). За пределами ледника располагалась обширная перигляциальная область. На водораздельных пространствах в субаэральной обстановке в это время шло интенсивное накопление лёссов. В долинах рек происходило формирование перигляциального аллювия. Спецификой природной обстановки этого времени было абсолютное преобладание седиментогенеза над почвообразованием, способствовавшее формированию своеобразных синлитогенных почв. В это время на Русской равнине наблюдается деструкция лесной зоны. Наступает господство открытых перигляциальных ландшафтов со слабо выраженной широтной дифференциацией.

Толща отложений, залегающая между брянской и голоценовой почвами, наблюдаемая в ряде опорных разрезов Окско-Донской лёссовой провинции, включает деснинский и алтыновский горизонты лёссов, разделенные уровнем слабого поч-

вообразования – трубчевской почвой. Время их формирования сопоставляется с ИКС 2 (24–10 тыс. лет назад) (табл. 1). На суровые условия этого времени указывают наиболее крупные псевдоморфозы (до 4–5 м) по льдам ярославского криогенного горизонта, отражающие существование за весь неоплейстоцен криогенных условий, близких к тем, которые сейчас господствуют в Восточной Сибири. К этому времени произошла кардинальная перестройка в структуре природной среды с абсолютным преобладанием лёссонакопления. Повсеместное развитие получили криогенные полигональные системы, сплошь покрывавшие междуречные пространства. Климат этого этапа характеризуется как экстрааридный, суровый (Изменение..., 1999; Нечаев, 2005; Величко, 2012).

Сообщества мелких млекопитающих валдайской холодной эпохи характеризуются относительной бедностью видового состава и сочетанием тундровых и степных видов: леммингов, суслика, пеструшек, а в южных районах – тушканчиков. Фауна этого времени детально описана в местонахождении Черемошник на Верхней Волге. Отложения, из которых получены остатки леммингов и которые расположены над микулинским торфяником (Агаджанян, 1972, 1973), имеют датировки 27480–19790 тыс. лет (Rusakov et al., 2015).

Голоцен

Формирование современных ландшафтных зон на Русской равнине, начатое по завершению последней ледниковой эпохи, как и везде в умеренных широтах, относится к голоцену – современному межледниковью. Оно связано с крупнейшим климатическим рубежом, имевшим место около 10–12 тыс. лет назад. В это время в связи с потеплением климата сократилась интенсивность геологических и мерзлотных процессов, началось формирование современного почвенного покрова на фоне существенных изменений природной среды: от холодных перигляциальных условий позднеледниковья до условий с высокой тепло- и влагообеспеченностью в середине голоцена (атлантическое время) и к более низкому уровню термообеспеченности современного этапа (Глушанкова, 2012).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение результатов комплексного междисциплинарного исследования опорных разрезов неоплейстоцена Окско-Донской лёссовой провинции позволило выявить сложнейшую динамику изменений природной среды, обусловленную последовательной сменой 9 теплых и относительно теплых эпох (7 межледниковых и 2 интерстадиальных) и 8 разделяющих их холодных эпох (ледниковых или приравненных к ним похолода-

ний ледникового ранга). Удалось реконструировать 17 палеогеографических этапов в развитии природной среды и не менее 9 существенных перестроек почвенного покрова на протяжении последних 0.8–0.7 млн лет.

Изложенные выше материалы показывают, что ранний неоплейстоцен в бассейне Дона охватывает 4 межледниковья и 4 холодные эпохи: петропавловское межледниковье, покровское оледенение, ильинское межледниковье, донское оледенение, мучкапское межледниковье и окское оледенение. В последнее время, в результате изучения некоторых разрезов в области донского оледенения, был выделен еще один ледниково-межледниковый макроцикл в интервале между мучкапским межледниковьем (ИКС 15) и окским оледенением (ИКС 12).

В среднем неоплейстоцене выделяется: лихвинское межледниковье, калужское похолодание ледникового ранга, каменское межледниковье, вологодское оледенение, горкинское межледниковье, днепровское (московское) оледенение. В настоящее время в среднем неоплейстоцене вместо двух ранее выделенных ледниково-межледниковых макроциклов установлено чередование трех. Представление о наличии трех межледниковий и трех оледенений хорошо увязывается с изотопно-кислородной шкалой, на которой они выражены ИКС 6–11 (табл. 1).

В позднем неоплейстоцене выделяется: микулинское межледниковье, валдайское оледенение с ранне-поздневалдайскими мегастадиями (калининский и осташковский горизонты), разделенными продолжительным брянским мегаинтерстадиалом. Завершает поздний неоплейстоцен продолжающееся современное (голоценовое) межледниковье.

Сложная последовательность природно-климатических событий прослеживается внутри межледниковых эпох. Анализ палеопедологических материалов по ильинскому, мучкапскому, лихвинскому, каменскому, микулинскому межледниковьям свидетельствует о существовании внутри их структуры нескольких фаз, отвечающих двум или более оптимумам. Непростая климаторитмика реконструирована по палинологическим данным для 4 ледниковых этапов неоплейстоцена: в образованиях донского и калужского ледниковых этапов выявлено по одному интерстадиалу; днепровский ледниковый ритм разделялся межстадиалом на две (днепровскую и московскую) стадии; более сложное строение характерно для валдайского этапа. Для покровской, донской, окской, днепровской холодных эпох установлено развитие покровных оледенений.

Межледниковый почвенный покров на протяжении неоплейстоцена формировался на территории Окско-Донской лёссовой провинции, образуя сложный зональный спектр почв. Развитие

его на водораздельных пространствах и высоких террасах происходило в условиях лесных, лесостепных и степных ландшафтов преимущественно суббореального почвенно-климатического пояса. Самый древний, балашовский, почвенный уровень, соответствующий петропавловскому горизонту (ИКС 19) и перекрытый бобровским лёссом (ИКС 18), формировался в условиях, отличных от суббореального педогенеза. Второму теплому этапу раннего неоплейстоцена, ильинскому межледниковью (ИКС 17), пришедшему на смену покровскому похолоданию, соответствуют два сближенных уровня черноземовидных прерийных почв (ранне- и позднейльинская), коррелируемых с двумя оптимумами ржаксинского педокомплекса и перекрытых отложениями донского ледникового комплекса — мореной или фашиально связанным с ней донским лёссом (ИКС 16). В основании доднепровской покровной толщи развит воронский педокомплекс мучапского (беловежского, рославльского) межледниковья (ИКС 15), перекрытый горизонтом коростелевского лёсса (ИКС 12). В основании последнего фиксируются грунтовые жилы, проникающие из окского горизонта лёссов, формирующие образования типа “щельников” и эпигенетически рассекающие кровлю залегающего ниже воронского педокомплекса. Последний представлен бурыми лесными, прерийными, лугово-черноземными почвами двух этапов оптимального почвообразования. Подобные сочетания почв в современном почвенном покрове существуют в центральных районах Северной Америки.

Серия среднеоплейстоценовых почв, состоящая из инжавинского, каменского, роменского горизонтов, перекрывается горизонтом днепровского лёсса (ИКС 6), в котором прослеживаются несколько уровней слабого почвообразования и проявлений криогенеза. Самый ранний из трех палеокриогенных горизонтов холодного этапа представлен инволюциями, нарушающими профиль роменской почвы. Два более молодых горизонта представлены псевдоморфозами по ледяным жилам. При этом отмечается тенденция к развитию более крупных псевдоморфоз (~3 м по вертикали) в московском горизонте. Лихвинскому межледниковью (ИКС 11) соответствует инжавинский педокомплекс, формирование которого происходило в две стадии в условиях лесной зоны суббореального пояса. Широкое распространение в почвенном покрове имели почвы с дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу профилем, с признаками поверхностного оглеения. Их близкими современными аналогами могут быть лювисоли, псевдоглеи или элювиально-глеевые почвы, широко распространенные в настоящее время в Западной Европе (в сочетании с бурыми лесными и бурыми лессивированными почвами), в верховьях Рейна и Дуная. Калужское похолодание ледникового ранга, следовавшее за

лихвинским межледниковьем (ИКС 10), сменилось чекалинской межледниковой эпохой, на протяжении которой сформировался почвенный покров, представленный горизонтом полигенетической каменной почвы, сопоставляемым с ИКС 9. Эта эпоха характеризуется преобладанием текстурно-дифференцированных почв в раннюю фазу развития и бурых лесных лессивированных почв в позднюю фазу. В комплексе с бурыми лесными почвами они широко распространены в настоящее время в Западной Европе и на юге Центральной Европы, в частности в верховьях Вислы. В заключительную эпоху среднего неоплейстоцена, в горкинское межледниковье (ИКС 7), на территории Окско-Донской лёссовой провинции формировались почвы с монолитным, слабо дифференцированным профилем, без признаков иллювиирования материала, в значительной степени оглеенные и криотурбированные. Можно предположить, что современные аналоги тундрово-глеевых почв (глееземов) находятся в ландшафтах Западно-Сибирской тундры.

Основным маркирующим горизонтом позднеоплейстоценовой лёссово-почвенной серии является мезинский педокомплекс. Формирование почв в раннюю фазу педогенеза, соответствующую микулинскому межледниковью (ИКС 5e), происходило в условиях лесной зоны суббореального пояса. Их текстурно-дифференцированный профиль с обилием глинистых кулан иллювиирования свидетельствует об участии процессов лессиважа в педогенезе почв. Их современными аналогами могут быть лювисоли, составляющие основной фон почвенного покрова Центральной и Средней Европы. Формирование почв крутицкого интерстадиала (ИКС 5a), соответствующего поздней фазе развития мезинского педокомплекса, происходило в условиях открытых безлесных ландшафтов. Аналогами этих почв в современном почвенном покрове можно рассматривать черноземовидные почвы под степной растительностью. В заключительную фазу брянского интерстадиала (ИКС 3), сопоставляемого со средневалдайским интерстадиалом, происходило формирование тундрово-глеевых (глееземов) и дерново-мерзлотно-глеевых почв континентального холодного климата, с особой системой закономерностей географического размещения, отражающих провинциальные изменения увлажнения. Специфической чертой природных условий этой эпохи является полная деградация почв лесного генезиса как зонального элемента. Владимирский криогенный горизонт (ИКС 2) почти повсеместно нарушил профиль брянской почвы деформациями типа пятен-медальонов. Современными аналогами почв брянского интерстадиала могут быть почвы в верховьях р. Лена. Наиболее суровые условия существовали в фазу “а” ярославского криогенного горизонта. Для этого времени характерны наиболее крупные псев-

доморфозы по ледяным жилам, обнаруженные в толще над брянским (деснинским) лёссом, с размером по вертикали до 3–4 м, а иногда и более.

Из 7 межледниковых эпох, выделенных выше палеомагнитной границы Брюнес–Матуяма и сопоставленных с глобальными климатическими изменениями, наиболее тепло- и влагообеспеченным было мучкапское межледниковье.

Установлено, что межледниковое почвообразование эволюционировало от отдаленно похожего на субтропическое в раннем неоплейстоцене до суббореального в среднем и позднем неоплейстоцене и бореального, свойственного максимально холодной фазе валдайской ледниковой эпохи, с абсолютным преобладанием седиментации над педогенезом.

Главный климатический тренд, определивший развитие и эволюцию почвенного покрова в неоплейстоценовых ландшафтах бассейна Дона, заключался в направленном похолодании от ранне-неоплейстоценовой межледниковой эпохи к поздне-неоплейстоценовой. Сходная направленность в сторону нарастания суровости и аридности климата отмечается и для ледниковых эпох. В максимум холодной фазы (пессимум) вместо полизональной системы, свойственной межледниковьям, образовалась единая (или слабо дифференцированная) область со сходными биоклиматическими особенностями.

Формирование современных ландшафтных зон на Русской равнине, начатое по завершению последней ледниковой эпохи, как и везде в умеренных широтах, относится к голоцену – современному межледниковью. Оно связано с крупнейшим климатическим рубежом, имевшим место около 10–12 тыс. лет назад. В это время в связи с потеплением климата сократилась интенсивность геологических и мерзлотных процессов, началось формирование современного почвенного покрова на фоне существенных изменений природной среды от холодных перигляциальных условий до условий с высокой тепло- и влагообеспеченностью в середине голоцена (атлантическое время) и к более низкому уровню термообеспеченности современного этапа.

Полученные результаты в основных чертах корреспондируются с имеющимися данными по сопредельным территориям и служат основой для проведения широких палеогеографических реконструкций и межрегиональных корреляций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К. Лемминговые фауны среднего и позднего плейстоцена // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. 1972. № 39. С. 67–81.
Агаджанян А.К. Копытные лемминги плейстоцена // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 5. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 320–355.

Агаджанян А.К. Раннеднепровская фауна Чекалинского (Лихвинского) разреза // История и эволюция современной фауны грызунов. М.: Наука, 1983. С. 204–263.

Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 37–49.

Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 2009. 679 с.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Палеогеография плейстоцена Окско-Донской равнины // Теоретические и методические проблемы палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 145–170.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 103–113.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Четвертичная стратиграфия и история развития Среднерусской перигляциально-лессовой провинции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 4. С. 89–107.

Агаджанян А.К., Иосифова Ю.И., Шик С.М. Разрез нижнего плейстоцена Мастоженка и его значение для региональной стратиграфии // Материалы Всероссийского научного совещания “Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе”. М.: ГЕОС, 2009. С. 20–24.

Ананова Е.Н. Новые данные о флоре лихвинского межледниковья // Бюлл. МОИП. Отд. биол. 1964. Т. 69. Вып. 6. С. 78–90.

Бирюков И.П., Агаджанян А.К., Валуева М.Н., Величквич Ф.Ю., Шик С.М. Новые данные стратиграфии четвертичных отложений Рославльского страторайона // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 152–180.

Болиховская Н.С. Основные этапы развития растительности и климата в плейстоцене // География, общество, окружающая среда. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом “Городец”, 2004. С. 567–582.

Былинский Е.Н. Детализированная стратиграфическая схема плейстоценовых отложений Русской платформы // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. 1992. Вып. 1. С. 142–148.

Валуева М.Н., Красненков Р.В. Результаты палинологических исследований верхнеплиоценовых и нижне-четвертичных отложений опорного верхнего плиоцена и плейстоцена центральных районов европейской части СССР. М.: Росгеолфонд, 1981. С. 5–13.

Величко А.А. О возрасте морен днепровского и донского ледниковых языков // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 7–20.

Величко А.А. Основные черты ландшафтных изменений на территории Северной Евразии в позднем плейстоцене и голоцене // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет. Ред. Величко А.А. М.: ГЕОС, 2002. С. 109–114.

Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.

- Величко А.А., Морозова Т.Д.* Эволюция почвообразования в плейстоцене // Многоликая география. М.: Ин-т географии РАН, 2005. С. 65–75.
- Величко А.А., Ударцев В.П., Морозова Т.Д., Маркова А.К., Певзнер М.А., Грибченко Ю.Н., Сычева С.А.* О разновозрастности морен днепровской и донской лопастей покровного оледенения Восточно-Европейской равнины // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 5. С. 1142–1145.
- Величко А.А., Маркова А.К., Певзнер М.А., Ударцев В.П.* Положение границы эпох магнитной полярности Матуяма–Брюнес в хроностратиграфической шкале континентальных отложений Восточной Европы // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 5. С. 1147–1150.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Ударцев В.П., Цацкин А.И.* Проблемы хроностратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации Русской равнины. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 115–140.
- Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Ударцев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколини Н.И.* Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: Ин-т географии РАН, 1997. 141 с.
- Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Нечаев В.П.* Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Известия РАН. Сер. географ. 2004. № 1. С. 7–25.
- Глушанкова Н.И.* Органическое вещество погребенных почв, новейших отложений и его палеогеографическое значение. Автореф. дисс. ... канд. географ. наук. М.: МГУ, 1972. 25 с.
- Глушанкова Н.И.* Плейстоценовый педогенез и палеогеография ископаемых почв Русской равнины. Автореф. дисс. ... докт. географ. наук. М.: МГУ, 1994. 50 с.
- Глушанкова Н.И.* Четвертичная стратиграфия и история развития бассейнов Средней Волги и Нижней Камы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 91–107.
- Глушанкова Н.И.* Строение, состав и условия формирования четвертичных отложений в бассейне Верхней Оки // Известия РГО. 1999. Т. 131. Вып. 4. С. 30–42.
- Глушанкова Н.И.* Развитие почвенного покрова в плейстоцене // География, общество, окружающая среда. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом “Городец”, 2004. С. 538–560.
- Глушанкова Н.И.* Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск–Москва: Маджента, 2008. 348 с.
- Глушанкова Н.И.* Геологическое строение и палеогеография неоплейстоцена в бассейне Нижней Камы (по материалам изучения опорных разрезов) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 134–155.
- Глушанкова Н.И.* Строение, состав и условия формирования новейших отложений в бассейне Верхнего Дона (по материалам изучения разреза Коростелево) // Литология и полезн. ископаемые. 2012. № 3. С. 231–244.
- Глушанкова Н.И.* Палеопедогенез в климатических циклах позднего плейстоцена и голоцена на Русской равнине // Изв. РГО. 2015. Т. 147. Вып. 1. С. 65–82.
- Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К.* Палеогеографическая обусловленность формирования и распространения перигляциально-лёссовой формации неоплейстоцена в бассейнах рек Суры, Вятки, Камы // Изв. РГО. 2017. Т. 149. Вып. 5. С. 56–80.
- Грибченко Ю.Н., Немцова Г.М.* Участок оз. Белое–Вологда–Носарь–Трубника–Яковлевское // Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. С. 64–74.
- Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Грищенко М.Н.* К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде СССР // Материалы по четвертичному периоду СССР. 1952. Вып. 3. С. 145–157.
- Длусский К.Г.* Среднеплейстоценовое почвообразование центра Восточно-Европейской равнины. Автореф. дисс. ... канд. географ. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2001. 24 с.
- Евзров В.Я.* Валдайское оледенение в Кольском регионе // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 71–75.
- Зажигин В.С.* О копытных леммингах (*Dicrostonyx*, *Microtinae*, *Rodentia*) Ойюгос-Яра Восточной Сибири и о видовом статусе среднееоплейстоценового вида рода *Dicrostonyx* // Естественная история Российской Восточной Арктики в плейстоцене и голоцене. Сборник статей. М.: ГЕОС, 2003. С. 14–26.
- Зеликсон Э.М.* О флоре из подморенных отложений бассейна Дона (по данным изучения Новохоперского разреза) // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 168–189.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Ред. Величко А.А. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Ратников В.Ю., Шик С.М.* Об икорецкой свите и горизонте в верхах нижнего неоплейстоцена в разрезе Мастюженка (Воронежская область) // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. 2009. Вып. 4. С. 89–104.
- История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. 406 с.
- Кондратене О.* Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Академия, 1996. 213 с.
- Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешкина Е.А., Либерман Ю.Н.* О нижнечетвертичном возрасте Донского ледникового языка (по данным изучения мелких млекопитающих) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 3. С. 677–680.
- Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В., Иосифова Ю.И.* Опорные разрезы нижнего плейстоцена в бассейне Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1984. 212 с.
- Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В.* Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион нижней части среднего плейстоцена (нижнего неоплейстоцена) России // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 82–96.
- Маркова А.К.* Плейстоценовые фауны мелких млекопитающих Восточной Европы // География, общество, окружающая среда. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом “Городец”, 2004. С. 583–598.

- Маудина М.И., Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю.* Одинцовский стратотип в свете новых данных // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 5. С. 1195–1199.
- Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
- Нечаев В.П.* Субаэральная криолитозона в структуре природной зональности Земли // Материалы Третьей конференции геокриологов России. Т. 3. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2005. С. 12–13.
- Писарева В.В.* Флора и растительность межледниковий раннего и среднего плейстоцена центральных районов Восточной Европы // Четвертичная геология и палеогеография. М.: ГЕОС, 1997. С. 124–133.
- Разрезы отложений ледниковых районов Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.
- Решение рабочей группы по мелким млекопитающим (8–9 октября 2007 г.) // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. 2009. Вып. 4. С. 27–29.
- Синицын А.А.* Геологическая и культурная стратиграфия палеолитической стоянки Костёнки 14 (Маркина Гора), Средний Дон. Проблемы хронологии // Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. Международное рабочее совещание. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. С. 92–93.
- Спиридонова Е.А.* Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1983. № 52. С. 42–57.
- Судакова Н.Г., Немцова Г.М., Глушанкова Н.И.* Закономерности пространственной и временной изменчивости состава морен в центральном регионе Русской равнины // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 4. С. 62–68.
- Судакова Н.Г., Введенская А.И., Глушанкова Н.И., Котомыха В.А.* Палеогеографические провинции перигляциально-лессовой формации Средневолжского бассейна // Литология и полезн. ископаемые. 2017. № 3. С. 61–68.
- Ударцев В.П.* К вопросу о соотношении покровных и ледниковых комплексов Окско-Донской равнины // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 20–72.
- Холмовой Г.В., Красенков Р.В., Иосифова Ю.И.* Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1985. 137 с.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А.* Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 216 с.
- Чепалыга А.Л.* Раннеплейстоценовые моллюски перигляциальной зоны бассейнов Дона и Днепра // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 140–153.
- Шук С.М.* Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины // Тезисы докл. Международного симпозиума “Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли”. Петрозаводск, 1998. С. 94.
- Шук С.М.* Некоторые проблемы глобальной и региональной стратиграфии четвертичной системы (квартера) // Проблемы региональной геологии: музейный аспект. М.: Акрополь, 2004а. С. 189–191.
- Шук С.М.* Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004б. Т. 79. Вып. 5. С. 82–92.
- Шук С.М.* Проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего плейстоцена // Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (“Квартер 2005”). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 459–460.
- Шук С.М.* Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2008. № 68. С. 40–49.
- Шук С.М.* Неоплейстоцен центра Европейской России: современные представления о стратиграфии и палеогеографии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 108–120.
- Шук С.М.* Палеоботаническая характеристика межледниковий неоплейстоцена центра европейской России // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2015. С. 229–231.
- Шук С.М., Заррина Е.П., Писарева В.В.* Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена центра и северо-запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 85–121.
- Шук С.М., Осипова И.М., Пономарева Е.А.* Гипостратотип горкинского горизонта (средний неоплейстоцен) у д. Пальниково (Тверская область) // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. 2009. Вып. 4. С. 111–121.
- Agadjanian A.K.* Timing of the Mimomys–Arvicola transition on the Russian Plain // Quaternary Int. 2012. V. 271. P. 38–49.
- Fink J.* Le loess en Auricle // La stratigraphie des loess d’Europe. Bulletin de l’Association Française pour l’Etude du Quaternaire. 1969. № 1. P. 28–41.
- Glushankova N.I.* Structure, composition, and depositional environments of recent sediments in the Lower Rana River basin // Lithol. Miner. Resour. 2015. V. 50. № 3. P. 192–202.
- Glushankova N., Sudakova N.* Glacial stratigraphy of the Lower Pleistocene in the Oka-Don Region // Glacial deposits in north-east Europe. Ed. Ehlers J. Rotterdam: A.A. Balkema, 1995. P. 157–160.
- Glushankova N., Gribchenko Y., Sudakova N.* Lithology of the Lower Pleistocene tills in the southern glaciated area of Russia // Glacial deposits in north-east Europe. Ed. Ehlers J. Rotterdam: A.A. Balkema, 1995. P. 161–166.
- Janczyk-Kopikova Z.* The Ferdinandow Interglacial in Poland // Geol. Quarterly. 1991. V. 35. P. 71–80.
- Jersac J.* Nature of fossil soils and their paleogeographic and stratigraphic implication // Biuletyn Instytutu Geologicznego. 1976. V. 297. P. 21–39.
- Konecka-Betley K.* Fossil soils of Late Pleistocene developed from losses // Roczniki gleboznawcze. 1994. Suppl. 44. P. 55–62.
- Konecka-Betley K.* Reconstruction of Late Pleistocene and Holocene pedological processes in Central Poland // Roczniki gleboznawcze. 2001. V. 36. P. 75–84.
- Liberoch I.* Einige Bemerkunge zu paleopedologischen Problem bay der Gliederungder Loesser // Ber. Geol. Ges. DDR. 1964. Bd. 9. H. 6. P. 54–69.
- Little E.C., Lian O.B., Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., Dlussky K.M., Rutter N.W.* Quaternary stratig-

- raphy and optical dating of loess from the East European (Russia) // *Quatern. Sci. Rev.* 2002. V. 21. P. 1745–1762.
- Majski J.E.* Ziemia Polska w czwartorzeciu. Zarys morfogenezy. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 2005. 404 p.
- Paepe R., Mariolagos I., Van Over loop E., Keepers E.* Last interglacial-glacial north-south geosol traverse (from stereotypes in the North Sea Basin and in the eastern Mediterranean) // *Quaternary Int.* 1990. V. 5. P. 57–70.
- Pecsi M.* Problems of loess // *GeoJournal.* 1991. V. 24. P. 143–150.
- Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L., Simakova A., Sedov S., Maksimov F., Kuznetsov V., Savenko V., Starikova A., Korkka M., Titova D.* Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // *Quaternary Int.* 2015. V. 365. P. 26–41.
- Semmel A.* State of research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. C. Area between the Scandinavian and the Alpine glaciation. I. Periglacial sediments and their stratigraphy // *Eiszeitalter und Gegenwart.* 1973. Bd. 23/24. P. 293–305.
- Smolikova L.* On the development of Pleistocene soils in Czechoslovakia // *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Proc. Symp. Organized by INQUA Commission on Loess and Paleopedology. XI INQUA Congress. Budapest, 1984.* P. 33–38.
- Stremme N.E.* Correlation of the Quaternary paleosols // Project 73-1-24 “Quaternary Glaciation in the Northern Hemisphere”. Report № 8. Kyoto, 1982. Pa-217.
- Stremme N.E.* Correlation of the Quaternary pedostratigraphy from Western to Eastern Europe Russia // *Terra Nostra.* International Union for Quaternary Research. XIV International Congress. Berlin, 1995. P. 263.
- Sudakova N., Nemtsova G., Andreicheva L., Bolshakov V., Glushankova N.* Lithology of the Middle Pleistocene tills in the central and southern Russian Plain // *Glacial deposits in north-east Europe.* Ed. Ehlers J. Rotterdam: A.A. Balkema, 1995. P. 175–182.
- Turner Ch.* Volcanic maars, long Quaternary sequences and the worker of the INQUA subcommission on European Quaternary stratigraphy // *Quaternary Int.* 1998. V. 47–48. P. 41–49.
- Urban B.* Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacial (Holsteinaian, Reinsdorf and Schoningen) in the Schoningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany) // *Mended. Rinks. Geol. Dents.* 1995. V. 52. P. 175–186.
- Velichko A.A., Faustova M.A., Gribchenko Y.N., Pisareva V.V., Sudakova N.G.* Glaciation of the East European Plain – distribution and chronology // *Quaternary Glaciations – Extend and Chronology, Part 1: Europe.* Ed. Gibbard J. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 337–354.

Рецензенты В.С. Зыкина, А.С. Тесаков

Neopleistocene of the Oka-Don Periglacial-Loess Province: Stratigraphy, Paleogeography, Correlation

N. I. Glushankova^{a, #} and A. K. Agadjanian^b

^aLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^bBorisyak Paleontological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: ni.glushankova@mail.ru

As a result of complex interdisciplinary studies, the existence of a much more complex glacial-interglacial climatic rhythmics than previously thought was revealed in the Neopleistocene history of the Oka-Don Loess Province. Nine warm epochs (7 interglacial ones, 2 interstadial ones, including the Holocene) and 8 separating glacial epochs or cooling periods equated to them over the last 0.7–0.8 million years have been established. The sequence of the development of the ice sheets and the interglacial periods separating them in the Early and Middle Neopleistocene is significantly revised. In the Early Neopleistocene, another glacial-interglacial macrocycle was identified in the interval between MIS 15 and MIS 12, and in the Middle Neopleistocene, instead of two previously identified macro cycles, an alternation of three ones was established. The concept of landscape and climatic changes within interglacial epochs has become more complex. Paleopedological materials on the Ilyinsky, Muchkapsky, Kamensky, and Mikulinsky interglacial periods indicate the existence of several phases within them, corresponding to two or more optima. It is shown that in the series of interglacial epochs, the most humid and heat-provided thermochron was the Muchkapsky interglacial. The evolution of interglacial pedogenesis and the natural environment over the last ~780 thousand years has been traced. The main climatic trend that determined the development of the natural environment and the evolution of landscapes in the geological history of the Oka-Don Loess Province was the directed cooling from the Early Pleistocene Interglacial epoch to the Late Pleistocene epoch. A similar trend towards increasing severity and continentality of the climate is observed for the glacial epochs. Interregional correlation of deposits and events of the Neopleistocene in glacial and periglacial regions in the Don, Dnieper, Volga, and Kama basins was performed.

Keywords: Neopleistocene, recent deposits, loess-soil formation, paleosols, small mammals, stratigraphy, paleogeography, correlation, events

ДИСКУССИИ

УДК 564.53:551.762.2(470.1/.2)

О СТРАТИГРАФИИ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙОСА И БАТА (СРЕДНЯЯ ЮРА) БАССЕЙНА р. ИЖМА (ЕВРОПЕЙСКИЙ СЕВЕР РОССИИ)

© 2021 г. В. В. Митта^{1, 2, *}

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

²Череповецкий государственный университет, Череповец, Россия

*e-mail: mitta@paleo.ru

Поступила в редакцию 02.10.2020 г.

После доработки 16.11.2020 г.

Принята к публикации 19.01.2021 г.

Обсуждаются недавно опубликованные В.А. Захаровым, Д.Н. Киселевым, А.П. Ипполитовым и др. данные по руководящим ископаемым и стратиграфии пограничных отложений байоса и бата севера европейской части России. Критически рассматривается предложенная этими авторами корреляция ключевых для стратиграфии средней юры Печорского Севера разрезов по р. Дрешанка (приток р. Ижма), в результате которой вдвое завышается видимая мощность отложений. Новые находки аммонитов *Arctoccephalites arcticus* (Newton) подтверждают биостратиграфические данные, полученные В.В. Митта и др. ранее. Установленный впервые В.А. Захаровым и др. интервал с *Mezounio zwerkovi* и *Retroceramus lungershauseni* располагается в видимом основании сысольской свиты непосредственно ниже интервала находок *Arctoccephalites arcticus* и, вероятнее всего, должен сопоставляться с верхним, а не с нижним байосом. Предложение С.В. Мелединой о переносе зон *Vorealis*, *Indistinctus* и *Pompeckji* бореальной шкалы из верхнего байоса в нижний байос рассматривается как необоснованное.

Ключевые слова: верхний байос, нижний бат, стратиграфия, аммониты, бореально-тетическая корреляция, Печорский Север

DOI: 10.31857/S0869592X21050069

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” опубликованы статьи, в которых рассматриваются вопросы стратиграфии пограничных отложений байоса и бата Печорского Севера (р. Ижма) и ископаемые, важные для биостратиграфического расчленения этих отложений (Киселев, 2020; Захаров и др., 2020). Ранее в тезисной форме были изложены результаты изучения обнажений байоса–бата на речке Дрешанка, правом притоке р. Ижма (Ипполитов и др., 2019), где в новом свете представлена их корреляция; недавно эти данные были дополнены (Киселев, Ипполитов, 2020).

Ниже приводится критическое рассмотрение некоторых результатов исследований, приведенных в указанных выше публикациях и в статье С.В. Мелединой (2014).

ОБСУЖДЕНИЕ

В статье В.А. Захарова с соавторами (2020) описаны 7 видов двустворок байоса, в том числе 1 новый род и 2 новых вида, относящихся к семействам *Retroceramidae* и *Unionidae*. Несомненно, это важный вклад в наши познания по систематическому составу этих групп ископаемых и уточне-

ние зональных шкал по ретроцерамам. Вопросы вызывают сопоставление разрезов и корреляция некоторых биостратиграфических подразделений.

Сопоставление разрезов

В обсуждаемых статьях приведены колонки разрезов, охарактеризованных в тексте очень кратко, и их сопоставление между собой (Захаров и др., 2020, рис. 2; Киселев, Ипполитов, 2020, рис. 1). Среди разрезов (прежде всего р. Дрешанка) есть как известные (Кравец и др., 1976; Меледина, 1987; Митта, 2006, 2009; Митта и др., 2013, 2014; Mitta et al., 2015), так и прежде не публиковавшиеся. Данные по строению разрезов и их мощности, представленные А.П. Ипполитовым (Ипполитов и др., 2019; Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020), не противоречат в целом опубликованным ранее мною в указанных выше работах. Отличается сопоставление, в результате которого видимая мощность разреза сысольской свиты на р. Дрешанка, по нашим данным составляющая около 7 м, увеличивается в два раза, до 13 м (Захаров и др., 2020, рис. 5). Естественно, такое расхождение в корреляции обнажений и мощности сводного разреза нуждается в дополнительном разборе.

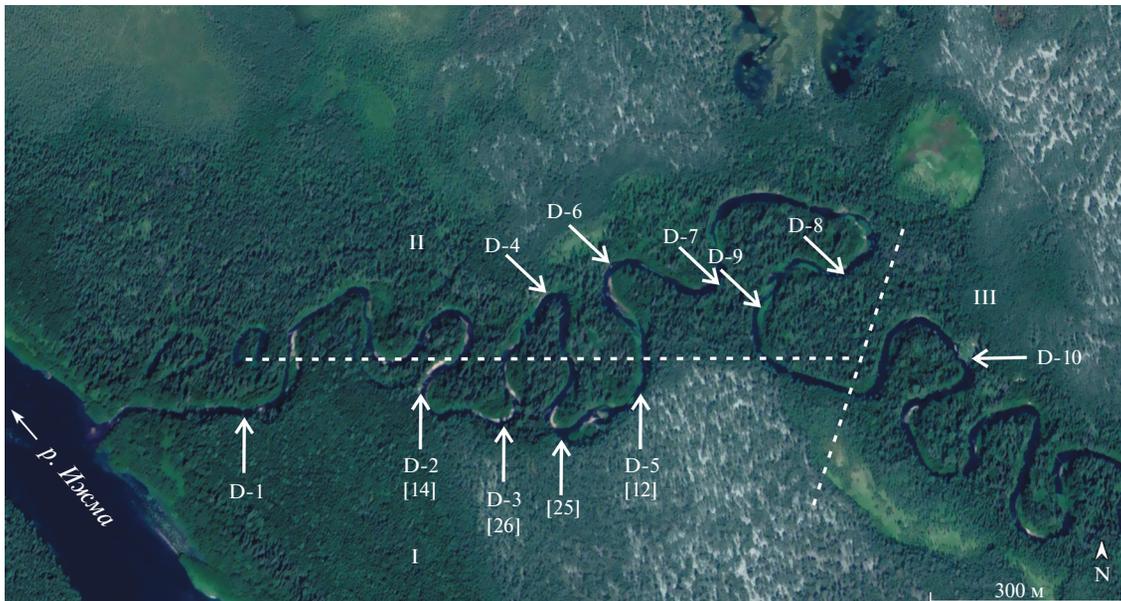


Рис. 1. Схема расположения обнажений байоса и бата на р. Дрещанка (основа из Google Earth). Номера с литерой D (Дрещанка) – авторская нумерация обнажений, частично приведенная в (Mitta et al., 2015); в квадратных скобках приведены номера по А.П. Ипполитову с соавторами (Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020).

На рис. 1 представлен участок нижнего течения р. Дрещанка, с указанием расположения обсуждаемых обнажений: номера с литерой D (Дрещанка) согласно моей нумерации (Mitta et al., 2015), в квадратных скобках приведены номера обнажений из статьи оппонентов (Захаров и др., 2020). Следует оговорить, что в нашей статье по комплексному изучению литологии и макро- и микрофоссилий (Mitta et al., 2015) были представлены лишь наиболее важные разрезы, здесь же показано расположение всех изучавшихся нами в 2006, 2012 и 2013 гг. обнажений по р. Дрещанка; по полноте и строению они распадаются на три группы.

К первой группе (I) относятся обнажения верхнего байоса–нижнего бата по левому берегу: D-1, D-2 [14]¹, D-3 [26], [25], D-5 [12], в которых насчитывается до трех уровней с песчаниками, различающимися по литологической характеристике и мощности. В подошве наиболее полных разрезов, над урезом воды (обн. D-1) или в русле (обн. D-5 [12]), располагается песчаник галечно-гравийный, с прослоями песка, видимой мощностью 0.3–0.5 м (пачка 0 в (Mitta et al., 2015)). В средней части залегающей выше песчано-глинисто-алевритовой толщи мощностью около 5.5 м прослеживается прослой песчаника среднезернистого, с железистыми оолитами, по подошве которого проведена граница пачек I и II. Венчает разрез пачка III песчаников песчано-гравийных

разнозернистых (обн. D-5 [12]), песчаников гравийных известковых (обн. D-3 [26]) или песчаников среднезернистых с косой слоистостью, в кровле мелкозернистых, с железистыми оолитами (обн. D-1) (рис. 2). В кровле пачки III залегают четвертичные галечники, в той или иной мере срезающие ее верхнюю часть в низовьях р. Дрещанка.

В песчанике пачки 0 обнажений D-5 [12] и D-1 найдены только мелкозернистые двустворки² плохой сохранности. В осыпи пачки I обнажения D-3 [26] обнаружено пиритизированное ядро аммонита *Arctoccephalites arcticus* (Newton). В пачке III обнажения D-5 [12] встречены аммониты *Arctioceras ishmae* (von Keyserling), *A. harlandi* Rawson, здесь же найдены многочисленные двустворки и рostrы белемнитов, редкие гастроподы. В осыпи этого обнажения обнаружена раковина аммонита *Greencephalites freboldi* (Spath), особенности матрикса которой указывают на происхождение из подошвы пачки III на контакте с пачкой II. К этому же виду, по-видимому, относится найденный в осыпи обнажения D-5 [12] небольшой фрагмент, выполненный песчаником пачки III. В пачке III обнажения D-3 [26] встречены лишь редкие двустворки плохой сохранности, единичные рostrы белемнитов и остатки древесины; в пачке III обнажения D-1 ископаемые не обнаружены.

¹ Здесь коллегами допущена неточность. Этот разрез расположен не на правом берегу р. Дрещанка (Захаров и др. 2020, с. 75), а по ее левому берегу. Впрочем, и в нашей работе (Mitta et al., 2015) из-за технической ошибки неверно показано расположение разреза D-3 [26].

² Весь материал по двустворкам и брахиоподам, найденным на р. Дрещанка в 2006 г., был передан В.А. Захарову, использовавшему свои определения при сравнении ранне-батыских комплексов двустворок Тимано-Печорской и Восточно-Европейской палеобиогеографических провинций (Митта и др., 2011).

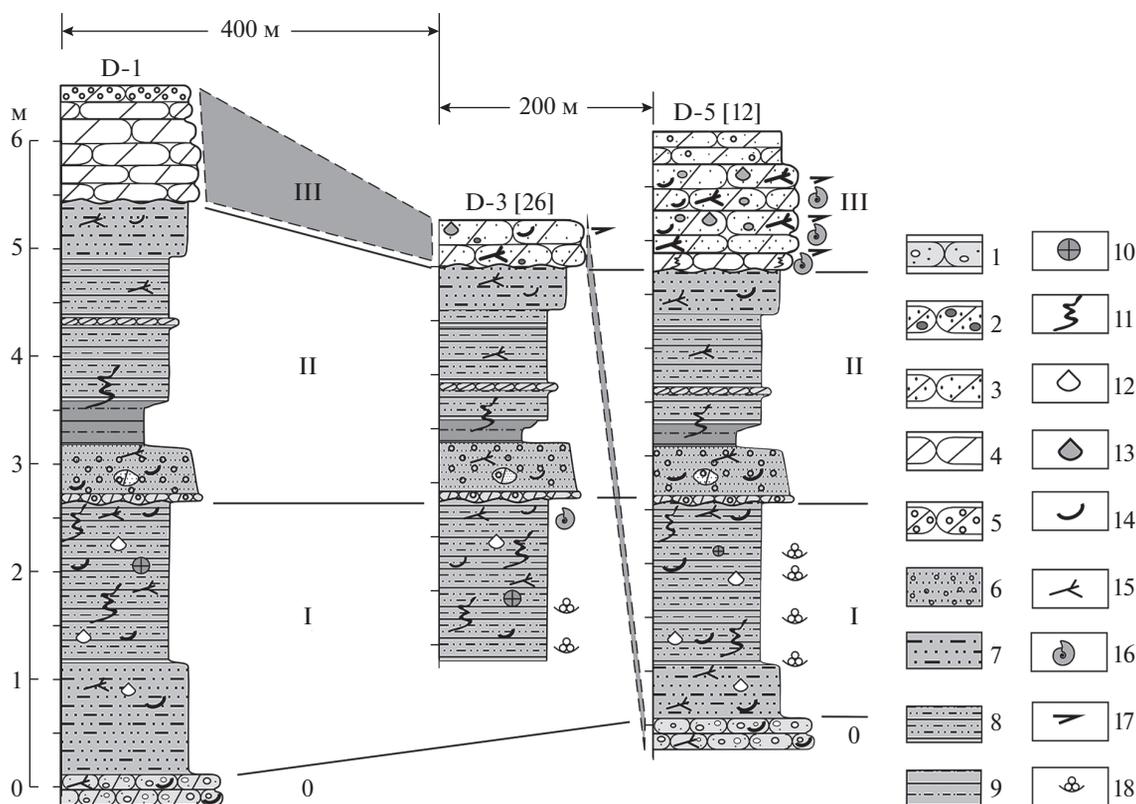


Рис. 2. Ключевые разрезы левобережья р. Дрещанка группы I и их сопоставление. Сплошными линиями показано сопоставление границ пачек 0–III по (Mitta et al., 2015), заливкой в пунктире – сопоставление “пласта В” по А.П. Ипполитову с соавторами (Ипполитов и др., 2019; Захаров и др., 2020).

Условные обозначения: 1 – песчаник галечно-гравийный, 2 – песчаник галечно-гравийный известковый, 3 – песчаник гравийный известковый, 4 – песчаник известковый, 5 – песчаник известковый с железистыми оолитами, 6 – песок глинистый с железистыми оолитами, 7 – песок глинистый, 8 – глина алеврито-песчаная, 9 – глина алевритистая, 10 – пиритовые стяжения, 11 – биотурбации, 12 – целые створки тонкостенных раковин, 13 – целые створки толстостенных раковин, 14 – раковинный детрит, 15 – растительный детрит, 16 – аммониты, 17 – белемниты, 18 – фораминиферы.

Ко второй группе (II) относятся обнажения к северу от горизонтальной пунктирной линии (рис. 1), расположенные как по правому (D-4, D-6, D-8), так и по левому (D-7, D-9) берегу р. Дрещанка. Эти разрезы представляют собой выходы песчаников пачки III нижнего бата непосредственно над урезом воды, видимой мощностью от 1.1 м в западных обнажениях и до 0.1 м выше по реке. В разрезе D-4 найдены аммониты *Arcticoceras harlandi*, ростры белемнитов, многочисленные и разнообразные двустворки, редкие брахиоподы *Voreiothyris*. В обнажениях, расположенных восточнее, ископаемые встречаются реже; в разрезах D-6, D-7, D-9 найдены *Arcticoceras ishmae*.

Третью группу обнажений (III) на р. Дрещанка представляет единственный разрез D-10, преимущественно глинистый, большей частью принадлежащий к чуркинской свите (Унифицированная..., 2012), отнесенный предположительно к среднему бату и сопоставленный с аналогичным разрезом у порогов Грива на р. Ижма. Из макрофоссилий здесь найдены лишь редкие ростры белемнитов.

Этот краткий обзор данных по строению обнажений верхнего байоса и бата на р. Дрещанка, полученных в результате многолетних исследований и в основном приведенных в нашей итоговой статье (Mitta et al., 2015), необходим для обсуждения их биостратиграфического расчленения и сопоставления.

Разрезы байоса–бата группы I располагаются практически на одной субширотной линии (рис. 1). Согласно их сопоставлению А.П. Ипполитовым с коллегами (Захаров и др. 2020, рис. 2), весь разрез D-5 [12] мощностью ~6 м на расстоянии ~300 м к западу срезается квартером, и в обнажении D-2 [14] экспонируется еще ~6 м отложений, кровля которых сопоставляется с подошвой разреза D-5 (12). Это было бы возможно при падении отложений с запада на восток. Но, согласно коллегам (Захаров и др., 2020, с. 74), средняя юра залегает здесь с падением слоев на СВ под углом ~0.5°.

В статье В.А. Захарова с соавторами (2020) не рассматривается разрез D-1 (Mitta et al., 2015, рис. 2; настоящая работа, рис. 2), расположенный западнее, в ~300 м от обнажения D-2 [14] и в ~400 м от

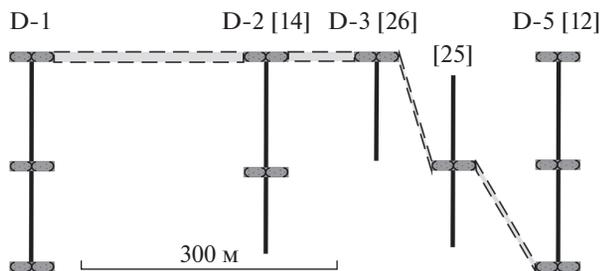


Рис. 3. Схематическое отображение интервалов с песчаниками в разрезах группы I на левобережье р. Дрещанка и взглядов А.П. Ипполитова с соавторами (Ипполитов и др., 2019; Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020) на сопоставление так называемого “пласта В” (показано заливкой в пунктире).

D-3 [26]; но он упоминается в более ранней публикации (Ипполитов и др., 2019, с. 32). В схематичном виде корреляция А.П. Ипполитова с коллегами, с учетом данных из обеих указанных публикаций, показана на рис. 3 (горизонтальный масштаб соответствует таковому на рис. 1). Согласно коллегам, “песчанистый пласт В” разрезов D-1, D-2 [14] и D-3 [26] на протяжении ~400 м завершает юрский разрез, а еще через ~200 м далее к востоку “ныряет” в его подошву.

Иными словами, песчаники в кровле юры обнажений D-1 и D-3 [26]), отстоящих друг от друга на ~400 м (рис. 2), А.П. Ипполитовым с коллегами сочтены изохронными. Согласно коллегам, еще в ~200 м к востоку им соответствуют уже песчаники в подошве обнажения D-5 [12], выше которых располагается разрез, идентичный западным разрезам по строению и мощности слоев.

Перепад абсолютных высот от обнажения D-5 [12] по руслу р. Дрещанка к ее устью незначителен, в пределах 1 м; дно речки почти плоское, с неглубокими фарватерами только на излучинах. Тектонических сбросов непосредственно к западу от обнажения D-5 [12] и в обсуждаемом районе в целом не установлено.

На литологических колонках коллег (Захаров и др., 2020, рис. 2) видно, что при сопоставлении основания пласта С обн. D-5 [12] с основанием пласта В обнажения D-2 [14] слой 2 обнажения D-5 [12] хорошо коррелирует с прослоем песчаника в верхней части сл. 1а обнажения D-2 [14], в том числе по мощности залегающего между ними интервала.

Соответственно, я считаю наше сопоставление разрезов р. Дрещанка (Митта, 2006, 2009; Mitta et al., 2015) правильным и вполне обоснованным. Дополнительным обоснованием нашей корреляции служат разрезы правобережья р. Дрещанка, отстоящие от левобережных на 200–300 м на север и северо-восток (D-4, D-6, D-7), представленные “арктикоцерасовым” песчаником (Захаров и др., 2020) нижнебатской пачки III (Mitta et al., 2015) сначала в его нижней (D-4, слои с *Arcticoceras harlandi*), а выше по речке и в верхней части

(D-6, D-7, слои с *Arcticoceras ishmae*). Слои с *A. ishmae*, обнажающиеся над урезом воды далее на восток выше по течению (разрезы D-8, D-9) и, соответственно, выше гипсометрически, являются верхами пачки III. Это вполне согласуется с упомянутым выше падением слоев сыольской свиты на СВ: пачки I и II обнажений группы I на протяжении первых сотен метров на СВ погружаются, и в разрезах группы II экспонированы лишь “арктикоцерасовые” песчаники пачки III, выше по речке также уходящие под урез воды, уже в связи с современной геоморфологией. Еще выше по р. Дрещанка обнажаются более высокие слои пачки IV (разрез D-10, предположительно средний бат).

Ожелезнение отдельных прослоев песчаника, по-видимому поставленное оппонентами в основу корреляции, является, скорее всего, вторичным. Гораздо информативнее железистые оолиты несомненно синседиментационного генезиса, обнаруженные нами в песчаниках и песках в подошве пачки II и выше, в том числе в отдельных прослоях пачки III и низах пачки IV (Митта и др., 2013; Mitta et al., 2015). Наличие железистых оолитов позволяет предполагать существование поблизости устья крупной реки (Холодов и др., 2012). О близости береговой линии свидетельствует и большое количество крупных фрагментов древесины в пачках II и III. Кроме того, это объясняет полное отсутствие находок аммонитов и фораминифер в пачке II – в авандельте, в результате ее распреснения, не могли обитать стеногабирные морские животные. Совершенно “немые” песчаники пачки III обнажения D-1 сменяются восточнее песчаниками обнажения D-3 [26], уже с двустворками и растительными остатками и единичными роствами белемнитов, а еще дальше на восток в них появляется более разнообразная морская фауна, включая аммониты и фораминиферы. Соответственно, дельта “пра-Ижмы” располагалась в конце байоса–начале бата вблизи устья р. Дрещанка или еще далее к западу.

Сопоставление линз песчаника (по А.П. Ипполитову с соавторами, “огромных блинообразных тел конкреционной природы, или мегаконкреций”), обнажающихся в русле устья р. Дрещанка, и песчаников по р. Ижма непосредственно ниже и выше устья Дрещанки (Захаров и др., 2020) считаю абсолютно верным. С учетом падения слоев и современного рельефа, разные интервалы этой пачки 0 (Mitta et al., 2015), переслаивающиеся и переходящие в пески по латерали, обнажаются в основании юрского разреза и выше по р. Дрещанка, вплоть до обнажения D-5 (12). В то же время отнесение этого интервала к нижнему байосу, даже условно, считаю необоснованным.

Бореально-тетическая корреляция

Предположение В.А. Захарова с соавторами (Захаров и др., 2020) о возможной принадлежности

слоев с *Mezounio zwerkovi* и *Retroceramus lungershauseni* к нижнему байосу опираются на недавние выводы С.В. Мелединой (2014) о соответствии зоны *Arctocephalites arcticus* бореальной шкалы всему верхнему байосу, а располагающихся ниже трех других бореальных зон – самым верхам нижнего байоса (рис. 4).

В предложенном С.В. Мелединой (2014) варианте корреляции три зоны верхнего байоса стандартной западноевропейской шкалы, каждая из которых подразделена на три подзоны и многочисленные фаунистические горизонты, соответствуют одной бореальной зоне *Arcticus*, понимаемой в Восточной Гренландии в объеме двух фаунистических горизонтов по аммонитам (Callomon, 1993), а в Северной Сибири в объеме двух подзон (Меледина, 1994, 2014). Напротив, верхняя зона нижнего байоса западноевропейской шкалы сопоставлена с тремя зонами бореальной шкалы, представленными, по последним данным (Callomon et al., 2015), более чем 20 биогоризонтами. Логические построения С.В. Мелединой основаны преимущественно на сходстве раковин восточногренландских и северосибирских *Arctocephalites Spath* и американских *Megasphaeroceras Imlay* и дальневосточных *Umalites Kalacheva*.

Несколько десятилетий назад (Callomon, 1984, 1985) была предложена схема филогении сем. *Cardioceratidae*, принятая в дальнейшем всеми исследователями, в том числе С.В. Мелединой (1994), и не претерпевшая особых изменений до наших дней (Howarth, 2017). Согласно этой схеме, первые представители *Cardioceratidae* (род *Cranocephalites*, подсем. *Arctocephalitinae*) происходят от рода *Defonticeras* (подсем. *Sphaeroceratinae*, одноименного семейства), из верхней зоны нижнего байоса. Это дало Дж. Каллому логичные основания предположить, что интервал первого появления *Cranocephalites* – зона *Cranocephalites borealis* – находится непосредственно выше, в базальном верхнем байосе.

Род *Megasphaeroceras* (и *Umalites*, как его младший синоним) (подсем. *Euryceraphalitinae* Thierry, сем. *Sphaeroceratidae*), согласно схеме Дж. Калломуна, тоже отделился от основного ствола развития сфероцератид, и тоже в начале позднего байоса. Поэтому общее сходство некоторых представителей арктоцефалитин и еврицефалитин, относительно недавно разошедшихся по разным эволюционным линиям, вполне объяснимо. Впрочем, сравнение *Arctocephalites* и *Megasphaeroceras* показывает, что для раковин последних характерны тонкие густые ребра, что является обычным для ранних сфероцератид; это хорошо видно и на фотографиях, приведенных С.В. Мелединой (2014, табл. 1). В то же время раковины *Defonticeras* и *Cranocephalites* (Callomon, 1985, рис. 7) чрезвычайно сходны как по размерам и форме раковины, так и по скульптуре, представленной редкими, заметно более грубыми ребрами.

Ярус, п/ярус	Западная Европа	Восточная Гренландия
Байос Верхний	Parkinsoni	Arcticus
	Garantiana	
	Niortense	
Байос Нижний	Humphriesianum	Pompeckji
		Indistinctus
		Borealis
		Неморские отложения

Рис. 4. Взгляды С.В. Мелединой (2014) на сопоставление пограничных подразделений нижнего и верхнего байоса (фрагмент).

Семейство *Cardioceratidae* являлось в байосе, бате, келловее и затем в поздней юре (вплоть до вымирания в конце кимериджа) одной из наиболее быстро эволюционировавших групп аммонитов; со временем оно распространилось из высокобореальных районов далеко на юг и не утратило при этом значения для детальной биостратиграфии (Callomon, 1985). Трудно представить, что в фазу *Arcticus* скорость эволюции *Arctocephalitinae* вдруг замедлилась в разы, по сравнению с таковой до и после, и что интервал существования двух последовательных видов в бореальных районах (*Arctocephalites delicatus* и *A. arcticus*) может соответствовать интервалу объемом в 9 подзон по аммонитам на северо-западе Тетис.

В недавней монографии по аммонитам и биостратиграфии байоса Восточной Гренландии (Callomon et al., 2015) зона *Arcticus* отнесена к базальному бату и предположительно соответствует узкому стратиграфическому интервалу нижней подзоны (*Convergens*) зоны *Zigzag*. Ниже в зональной шкале Восточной Гренландии, как и в обновленной версии Бореального стандарта (Меледина и др., 2011; Шурыгин и др., 2011; Никитенко и др., 2013), располагаются еще три зоны по аммонитам, отнесенные авторами упомянутых работ к верхнему байосу. Впрочем, некоторые другие исследователи юры Гренландии полностью принимают мои с соавторами выводы, располагая весь интервал от зоны *Borealis* до зоны *Arcticus* включительно в верхнем байосе (Kelly et al., 2015).

Действительно, зона *Arcticus* сопоставляется нами (Mitta et al., 2014, 2015 и более ранние публикации) с самыми верхами байоса только по положению в разрезе и теоретически может относиться к самым низам бата. Песчаники и пески пачки 0 (интервал с “мегаконкрециями”, или слои с *Mezounio zwerkovi* и *Retroceramus lungershauseni*) могут относиться как к низам зоны *Arcticus*, так и к зоне *Pompeckji*, располагающейся в бореальной шкале непосредственно ниже (Callomon, 1993; Callomon et al., 2015). По моему мнению, это безусловно верхний байос (рис. 5).

Ярус, п/ярус	Западная Европа		Восточная Гренландия	
Келловей	Верх- ний	Lamberti		
		Athleta		
	Сред- ний	Coronatum		
		Jason		
	Нижний	Calloviense		
		Koenigi		
Herveyi		Nordenskjoldi		
Бат	Верхний	Discus	Apertum	
		Orbis	Calyx	
		Hodsoni	Variabile	
	Средний	Morrisi	Cranocephaloide	
		Subcontractus		
		Progracilis		
	Ниж- ний	Tenuiplicatus	Ishmae	
		Zigzag	Greenlandicus	
Байос	Верхний	Parkinsoni	Arcticus	
		Garantiana	Pompeckji	
		Niortense	Indistinctus	
			Borealis	

Рис. 5. Схема сопоставления зональных шкал средней юры Западной Европы (перитетический стандарт) и Восточной Гренландии (бореальный стандарт) (Callomon, 1993, с изменениями и уточнениями по (Morton et al., 2020)).

Аммониты и инфразональные подразделения нижнего бата

В статье Д.Н. Киселева (2020) рассматриваются представители подсем. Arctocephalitinae из зоны Ishmae и смежных интервалов, прежде всего бассейна р. Печора. Впрочем, к обсуждению привлечены опубликованные таксоны Arcticosceras всей Панбореальной надобласти, включая Шпицберген, бассейны рек Печора и Волга, Северную и Восточную Сибирь, Восточную Гренландию и Арктическую Канаду. В результате Д.Н. Киселев приходит к выводу, что большинство пригодных видовых названий, предложенных различными авторами в роде Arcticosceras, не являются валидными. Для вида *A. ishmae* он выделяет три различные “вариации” (морфы): *A. ishmae* (Keys.) *morpha ishmae* (Keys.), *A. ishmae* (Keys.) *morpha stepankovi* Tuchkov, *A. ishmae* (Keys.) *morpha pseudishmae* (Spath). Далее в этом же виде обозначаются три “хроновариации” (уже как подвиды): *A. ishmae* (Keys.) *subsp. A*, *A. ishmae* (Keys.) *subsp. B* и *A. ishmae ishmae* (Keys.).

Статья Д.Н. Киселева сопровождается многочисленными и разнообразными графиками. На первый взгляд, прекрасным обоснованием выводов автора служит иллюстрация рядов изменчивости

(Киселев, 2020, табл. I). Однако большая часть аммонитов на этой фототаблице происходит из старых музейных коллекций, собранных в различных местонахождениях, то есть их точная стратиграфическая приуроченность неизвестна³. Соответственно, есть большая вероятность происхождения этих аммонитов из разных интервалов зоны Ishmae, и не только. Три экземпляра из изображенных на этой таблице происходят из сборов Д.Н. Киселева, при этом одна раковина (Киселев, 2020, табл. I, фиг. 4) явно отличается от двух других (Киселев, 2020, табл. 1, фиг. 1, 2) сильно вздутыми оборотами с заметно более широким пупком и меньшим коэффициентом ветвления ребер, что характерно для *Greencephalites ex gr. freboldi* (Spath).

Следует учитывать и то, что морфотип предкового вида какое-то время может проявляться в видах-потомках. Впрочем, и в рассмотренной выше статье с участием Д.Н. Киселева допускается, пусть по отношению к двустворкам, что “нередко смена видов, характерных для смежных зон, происходит внутри некоего стратиграфического интервала с переходными формами” (Захаров и др., 2020, с. 90).

Субъективность выделения и понимания палеонтологических видов общеизвестна. Наиболее объективным критерием разделения родственных родов и видов, относящихся к одному таксону ранга семейства и найденных на одном стратиграфическом уровне, является отсутствие переходных форм. В настоящее время не установлено никаких переходов от *A. ishmae* к аммонитам нижнего бата, определенным как *Greencephalites sp. nov.* (Митта, Альсен, 2013, табл. I, фиг. 2), *G. freboldi* (Spath) (Митта, 2009, табл. II, фиг. 2) и *G. belli* (Poulton) (Mitta et al., 2015, рис. 7). Следовательно, нет оснований для сведения названия *Greencephalites* в синонимию *Arcticosceras* или *Arctocephalites*.

С оговорками о том, что последовательность хроновариаций *Arcticosceras ishmae* “может быть намечена только проспективно”, Д.Н. Киселев (2020, с. 99, рис. 7) предлагает свой вариант инфразонального деления зоны Ishmae Бореально-Арктической области. Однако здесь как “интервалы высокого обоснования” для Восточной Гренландии по-прежнему показаны фаунистические горизонты Дж. Калломона (Callomon, 1993), включая горизонт *A. harlandi*, хотя этот вид сводится Д.Н. Киселевым в синонимию *A. ishmae*. Эти горизонты полностью соответствуют биогорizontам, общим для всей Бореально-Арктической области, но названия подразделений в нижней части зоны Ishmae заменены Д.Н. Киселевым на *A. ishmae subsp. A*, *A. ishmae subsp. B*, *A. ishmae ishmae*.

³ Д.Н. Киселев (2020, с. 96) сожалеет, что для некоторых находок Митта “не привел указания на привязку относительно кровли или подошвы слоя”. К сожалению, в обсуждаемой статье Д.Н. Киселева все аммониты приведены вообще без указания тех или иных слоев геологического разреза.

Завершая статью, Д.Н. Киселев (2020, с. 100) пишет, что “зона Harlandi является младшим синонимом зоны Ishmae и должна быть упразднена”. Однако в ранге зоны или подзоны интервал с A. harlandi принимался лишь сибирскими (Меледина, 1994) и канадскими (Poulton, 1987) исследователями (в последнем случае это объясняется самобытными правилами североамериканских стратиграфов, не признающих инфразональных подразделений). К настоящему времени и сибирские исследователи пришли к пониманию этого интервала как эквивалента базальной части зоны Ishmae (например, Меледина и др., 2011), поэтому упразднение зоны Harlandi немного запоздало.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные по аммонитам, изложенные в статьях (Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020), полностью подтверждают наши полевые наблюдения и окончательные результаты их обработки (Mitta et al., 2015) и дополняют их. Особенно важны новые находки *Arctocephalites arcticus* (Newton), подтверждающие правильность отнесения первой находки аммонита этого вида к пачке I (Митта, 2006, 2009). Важны также находки ретроцерамов для дальнейшей калибровки биостратиграфических подразделений по этой космополитной группе двусторчатых моллюсков.

Однако нельзя согласиться с предложенным (Ипполитов и др., 2019; Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020) вариантом корреляции разрезов по р. Дрещанка, в результате которой в два раза завышается видимая мощность сысольской свиты. Как нельзя согласиться и с датировкой слоев с *Mezounio zverkovi* ранним байосом, даже как условной — эти слои, по моему мнению, относятся к верхнему байосу, исходя из их непрерывной связи с вышележащими отложениями и обоснованного еще Дж. Калломоном (Callomon, 1985 и др.) сопоставления нижних зон “бореального бата” с верхним байосом. Соответственно, в настоящее время нет никаких оснований датировать начало среднеюрской бореальной трансгрессии ранним байосом (Захаров и др., 2020, с. 91). Все имеющиеся данные указывают на близость этого события к границе байоса и бата.

Благодарности. Седиментолог В.В. Костылева (ГИН РАН), специалист по микрофауне Л.А. Глинских (ИНГГ СО РАН) и геолог-съемщик А.В. Ступаченко (Москва) принимали активное участие в изучении среднеюрских разрезов бассейна р. Ижма. Любители палеонтологии из Германии О. Нагель (O. Nagel, Radeberg) и Ш. Гребенштайн (S. Gräbenstein, Bodelshausen) оказали дружескую помощь при проведении полевых работ. Специалисты по разным группам фауны В.А. Захаров (ГИН РАН), О.С. Дзюба, Б.Л. Никитенко, Б.Н. Шурыгин (ИНГГ СО РАН) приняли участие в обработке собранных коллекций. ПИН РАН оказывал содействие в организации Юрского полевого отряда. Я благода-

рен всем лицам и организациям, способствовавшим изучению Печорской юры. Приношу также свою искреннюю признательность рецензентам Д.Б. Гуляеву (Ярославль) и М.А. Рогову (ГИН РАН), чьи критические замечания позволили улучшить рукопись.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Захаров В.А., Ипполитов А.П., Зверьков Н.Г., Безносков П.А., Киселев Д.Н. Ретроцерамы и униониды из байоса и нижнего бата (средняя юра) бассейна р. Ижма, север Европейской России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 73–95.
- Ипполитов А.П., Киселев Д.Н., Зверьков Н.Г. О положении границы байоса и бата в опорных разрезах р. Ижмы (Тимано-Печорская область) // Палеострат-2019. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 28–30 января 2019 г. Программа и тезисы докладов. Ред. Алексеев А.С., Назарова В.М. М.: Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2019. С. 32–33.
- Киселев Д.Н. Род *Arcticoceras* Spath, 1924 (Ammonoidea) и инфразональная биостратиграфия нижнего бата Бореальной области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 2. С. 77–102.
- Киселев Д.Н., Ипполитов А.П. О последовательности арктоцефалитин (Ammonoidea) в верхнем байосе и нижнем бате Тимано-Печорского региона // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 107–112.
- Кравец В.С., Месежников М.С., Яковлева С.П. Важнейшие разрезы юрской системы на Севере СССР. Русская равнина. Реки Ижма и Пижма // Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. С. 14–24.
- Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловеев суббореальных районов СССР. М.: Наука, 1987. 182 с.
- Меледина С.В. Бореальная средняя юра России // Тр. ИГиГ СО РАН. 1994. Вып. 819. 184 с.
- Меледина С.В. О корреляции зон байоса и бата Сибири в свете новых палеонтологических данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 45–56.
- Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С., Князев В.Г. Современная комплексная зональная шкала юры Сибири и бореальный стандарт // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2011. Вып. 16–17. С. 17–40.
- Митта В.В. Первая находка *Arctocephalites* (Cardioceratidae, Ammonoidea) в средней юре бассейна Печоры // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция и биостратиграфия. Материалы Всероссийского совещания, Москва, 8–10 ноября 2006 г. Ред. Барсков И.С., Леонова Т.Б. М.: ПИН РАН, 2006. С. 82–84.
- Митта В.В. Верхний байос и нижний бат бассейна Печоры и бореально-тетическая корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 77–87.
- Митта В.В., Альсен П. Аммониты и зональная шкала батского яруса Гренландии // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тюмень:

ЗапСибНИИГГ; Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2013. С. 149–151.

Митта В.В., Захаров В.А., Барсков И.С., Сельцер В.Б., Иванов А.И. Верхний байос и нижний бат окрестностей Саратова: малакологическая характеристика и биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 32–45.

Митта В.В., Костылева В.В., Глинских Л.А. О байосе и бате (средняя юра) бассейна р. Ижма // Проблемы геологии Европейской России. Сборник научных трудов Всероссийской научной конференции, посвященной 130-летию со дня рождения профессора Бориса Александровича Можаровского, Саратов, 11–14 сентября 2013 г. Саратов: СГТУ, 2013. С. 93–103.

Митта В.В., Глинских Л.А., Костылева В.В. Предварительный отчет по полевым работам 2013 г. в бассейнах рек Сысола и Ижма // Геология и минеральные ресурсы Европейской Северо-Востока России. Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 188–190.

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г., Меледина С.В., Дзюба О.С., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А., Горячева А.А., Хафаева С.Н. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.

Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. Ред. Митта В.В., Алексеев А.С., Шик М.С. М.: ПИН РАН–ВНИГНИ, 2012. 14 л. + 64 с.

Холодов В.Н., Недумов Р.И., Голубовская Е.В. Фациальные типы осадочных железорудных месторождений и их геохимические особенности. Сообщение 1. Фациальные группы осадочных руд, их литология и генезис // Литология и полезн. ископаемые. 2012. № 6. С. 503–531.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Меледина С.В., Дзюба О.С., Князев В.Г. Комплексные зональные шкалы юры Сибири и их значение для циркумарктических корреляций // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1051–1074.

Callomon J.H. A review of the biostratigraphy of the post-Lower Bajocian Jurassic ammonites of the western and northern North America // Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 1984. V. 27. P. 143–174.

Callomon J.H. The evolution of the Jurassic ammonite family Cardiocerataidae // Spec. Pap. Paleont. 1985. № 33. P. 49–90.

Callomon J.H. The ammonite succession in the Middle Jurassic of East Greenland // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1993. V. 40. P. 83–113.

Callomon J.H., Alsen P., Surlyk F. The ammonites of the Middle Jurassic Cranocephalites beds of East Greenland // Geol. Surv. Denmark Greenland Bull. 2015. V. 34. P. 1–86.

Howarth M.K. Systematic descriptions of the Stephanoceratoidea and Spiroceratoidea // Treatise Online. № 84. Pt L, revised. V. 3B. Chap. 6. Paleontol. Inst. Univ. Kansas, 2017. 101 p.

Kelly S.R.A., Gregory F.J., Braham W., Strogon D.P., Whitham A.G. Towards an integrated Jurassic biostratigraphy for eastern Greenland // Volumina Jurassica. 2015. V. XIII. № 1. P. 43–64.

Mitta V., Kostyleva V., Dzyuba O., Glinskikh L., Shurygin B., Seltzer V., Ivanov A., Urman O. Biostratigraphy and sedimentary settings of the Upper Bajocian–Lower Bathonian in the vicinity of Saratov (Central Russia) // N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 2014. V. 271. № 1. S. 95–121.

Mitta V., Glinskikh L., Kostyleva V., Dzyuba O., Shurygin B., Nikitenko B. Biostratigraphy and sedimentary settings of the Bajocian–Bathonian beds in the Ishma River basin (European North of Russia) // N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 2015. V. 277. № 3. S. 307–335.

Morton N., Mitta V.V., Underhill J.R. Ammonite occurrences in North Sea cores: implications for Jurassic Arctic-Mediterranean marine seaway connectivity // Scottish J. Geol. 2020. V. 56. № 2. P. 175–195.

Poulton T.P. Zonation and correlation of Middle Boreal Bathonian to Lower Callovian (Jurassic) ammonites, Salmon Cache Canyon, Porcupine river, Northern Yukon // Bull. Geol. Surv. Can. 1987. № 358. P. 1–155.

Рецензенты Д.Б. Гуляев, В.А. Захаров, М.А. Рогов

On the Stratigraphy of the Bajocian–Bathonian Boundary Beds (Middle Jurassic) of the Izhma River Basin, European North of Russia

V. V. Mitta^{a, b, #}

^aBorissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bCherepovets State University, Cherepovets, Russia

[#]e-mail: mitta@paleo.ru

Data on fossils and stratigraphy of the Bajocian and Bathonian boundary deposits in the north of the European part of Russia, recently published by Ippolitov, Zakharov, Kiselev et al. are discussed. Their previously proposed correlation of the Middle Jurassic key sections of the Pechorian North along the Dreshchanka River (a tributary of the Izhma River), as a result of which the visible thickness of deposits is doubled, is critically revised. New finds of the ammonite *Arctocephalites arcticus* (Newton) confirm the biostratigraphic data obtained earlier by Mitta et al. The beds with *Mezounio zverkovii*, established for the first time by Zakharov et al. lie on Dreshchanka River at the visible base of the Sysola Formation immediately below the interval of finds of *Arctocephalites arcticus*, and most likely should correlate with the uppermost Bajocian, and not with the Lower Bajocian. S.V. Meledina's proposal on the transfer of the Borealis, Indistinctus, and Pompeckji zones of the Boreal scale from the Upper Bajocian to the Lower Bajocian is considered as unjustified.

Keywords: Upper Bajocian, Lower Bathonian, stratigraphy, ammonites, Boreal-Tethyan Correlation, Pechorian North