Том 6, Номер 3 Май - Июнь 1998

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов

МАИК "НАУКА" "Н А У К А"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 6 № 3 1998 Май–Июнь

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев, И. А. Басов, М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. Бибикова, Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невесская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин, К. Чинзей, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

Адрес редакции: 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22, Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

Москва
Издательство "Наука"
Международная академическая издательская компания "Наука"

© Российская академия наук
Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук, 1998 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Том 6, номер 3, 1998

Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела
М. А. Жарков, И. О. Мурдмаа, Н. И. Филатова 3

К стратиграфии верхнепротейрозойских отложений Кольского побережья (Баренцевоморский регион)
В. В. Любцов, А. А. Предовский 17

Параллельные биостратиграфические шкалы бореального бата и келловия Печорского Севера как инструмент для межрегиональных корреляций
С. В. Меледина, В. И. Ильина, Т. И. Нальняева 29

Новые данные о составе и возрасте маломихайловской флоры (верхний мел Нижнего Приамурья)
М. А. Ахметьев, Л. Б. Головнева 43

Новые данные по фитостратиграфии эоцена и олигоцена Северных Ергеней (юг Русской платформы)
Н. И. Запорожец 56

Расчленение олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Северного Сахалина (по моллюскам)
К. Б. Баринов, Ю. Б. Гладенков 74

Палиностратиграфия и геохронология голоценовых озерно-болотных отложений Кольского полуострова в голоцене
К. В. Кременецкий, Н. Г. Патык-Кара, С. В. Горячкин 87

Основные этапы геологического развития Грузии в палеогеновый период
Ф. Д. Майсадзе 97

Персоналии

Памяти Валерия Ивановича Яркина (1925–1996) 109

Хроника

Стратиграфия и тектоническая эволюция Юго-Восточной Азии и Южной Пацифики (Международная конференция, Бангкок, 19–24 августа 1997 г.)
Ю. Д. Захаров 111

Contents

Vol. 6, No. 3, 1998

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

Paleogeography of the Coniacian–Maastrichtian Ages of the Late Cretaceous
M. A. Zharkov, I. O. Murdmaa, and N. I. Filatova 3

On the Upper Proterozoic Stratigraphy of the Kola Peninsula Coast (the Barents Sea Region)
V. V. Lyubtsov and A. A. Predovskii 17

Parallel Biostratigraphic Scales of the Boreal Bathonian and Callovian in the North Pechora Region as a Tool for Interregional Correlations
S. V. Meledina, V. I. Ilyina, and T. I. Nalnyaeva 29

New Data on Composition and Age of Malomikhailovka Flora, the Upper Cretaceous of the Amur River Lower Courses
M. A. Akhmet'ev and L. B. Golovneva 43

New Data on on the Eocene and Oligocene Phytostratigraphy of Severnye Ergeni (Southern Russian Platform)
N. I. Zaporozhets 56

Subdivision of Oligocene and Lower Miocene Sediments of Northern Sakhalin According to Mollusk Evidence
K. B. Barinov and Yu. B. Gladenkov 74

The Holocene Palynostratigraphy and Geochronology of Lacustrine–Palustrine Deposits in the Kola Peninsula
K. V. Kremenetskii, N. G. Patyk-Kara, and S. V. Goryachkin 87

Principal Stages in the Geologic History of Georgia in the Paleogene
F. D. Maisadze 97

Personalia

Obituary V.I. Yarkin (1925–1996) 109

CHRONICLE

Stratigraphy and Tectonic Evolution of Southeast Asia and South Pacific (International Conference, Bangkok, Thailand, August 19–24, 1997)
Yu. D. Zakharov 111

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1998, том 6, № 3, с. 3–16

УДК 551.8:551.763.331

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КОНЬЯК-МААСТРИХТСКОГО ВРЕМЕНИ ПОЗДНЕГО МЕЛА

© 1998 г. М. А. Жарков*, И. О. Мурдмаа**, Н. И. Филатова***

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

**Институт океанологии РАН, 117218 Москва, ул. Красикова, 23, Россия

***Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22., Россия

Поступила в редакцию 27.06.96 г., получена после доработки 10.04.97 г.

Составлены глобальные литолого-палеогеографические карты для коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского веков позднего мела. Рассмотрены основные черты палеогеографии континентального и океанического полушарий Земли и переходных зон между океанами и континентами на протяжении второй половины позднего мела. Континентальное полушарие характеризовалось противостоянием двух асимметричных секторов: северного, образованного Лавразийским континентом, и южного, состоящего из разрозненных гондванских континентов. В конце позднего мела субширотный океан Тетис, после оформления единого Атлантического океана, был разделен на две самостоятельные части – Карибскую на западе и позднемеловой Тетис на востоке. Океаническое полушарие занимал Тихий океан, центральная часть которого в позднем мелу была глубоководной пелагической областью, где постепенно расширялись и углублялись океанские котловины с абиссальными глубинами. Наиболее значительные глобальные палеогеографические преобразования происходили в периферийных зонах Тихого океана и Тетиса, а также обрамляющих континентах.

Ключевые слова. **Палеогеография, коньяк, сантон, кампан, маастрихт.**

ВВЕДЕНИЕ

Статья посвящена представлению впервые составленных глобальных литолого-палеогеографических карт коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского веков позднего мела (рис. 1–4). Она завершает краткую характеристику повековых глобальных карт мелового периода, которые составлялись с целью выяснения обстановок седиментации, палеогеографии и палеоклиматической зональности в эпоху теплого состояния биосферы. В предыдущих публикациях (Жарков и др., 1995, 1997) были описаны литолого-палеогеографические карты берриасского, валанжинского, готеривского, барремского, аптского, альбского, сеноманского и туронского веков мелового периода. Все карты, в том числе и представленные в настоящей статье, составлены по единой методике, принципы которой были изложены ранее (Жарков и др., 1995).

Главная особенность принятой методики заключается в использовании самостоятельной системы условных знаков для пяти преобладающих в меловом периоде палеогеографических областей: 1) пелагических зон океанов, 2) подножий континентальных склонов, островных дуг и периферийных зон океанов, 3) шельфовых и эпиконтинентальных морей, 4) гумидных зон и областей на континентах, 5) аридных континентальных и прибрежных морских бассейнов.

В результате, на картах удалось обособить континентальные и океанические области и зоны перехода между ними. Представилось также возможным выделить на континентах сушу, шельфовые и эпиконтинентальные моря, гумидные обстановки седиментации, а в океанах – центральные пелагические области, периферийные гемипелагические и островодужные зоны. Магматические и осадочно-вулканогенные комплексы разграничены по принадлежности либо к континентам, либо к океанам. В пределах континентов выделены магматические образования окраинно-континентальных и внутриконтинентальных обстановок, а в океанах – магматические комплексы срединно-океанических хребтов, внутриплитовых подводных гор, островов и плато, а также островных дуг.

В целом, составленные карты позволяют восстановить особенности повекового размещения бассейнов карбонатного, терригенного, глауконитоносного, фосфатоносного, черносланцевого, эвапоритового, писчемелового осадконакопления, а также обстановок угленакопления, бокситo- и каолинитообразования на континентах, в шельфовых и эпиконтальных морях. Они дают также возможность выяснить общую картину распределения гемипелагических, пелагических и бескислородных черносланцевых образований в океанах, а также магматических и осадочно-вулканогенных комплексов в океанах, на континентальных окраинах и континентах.

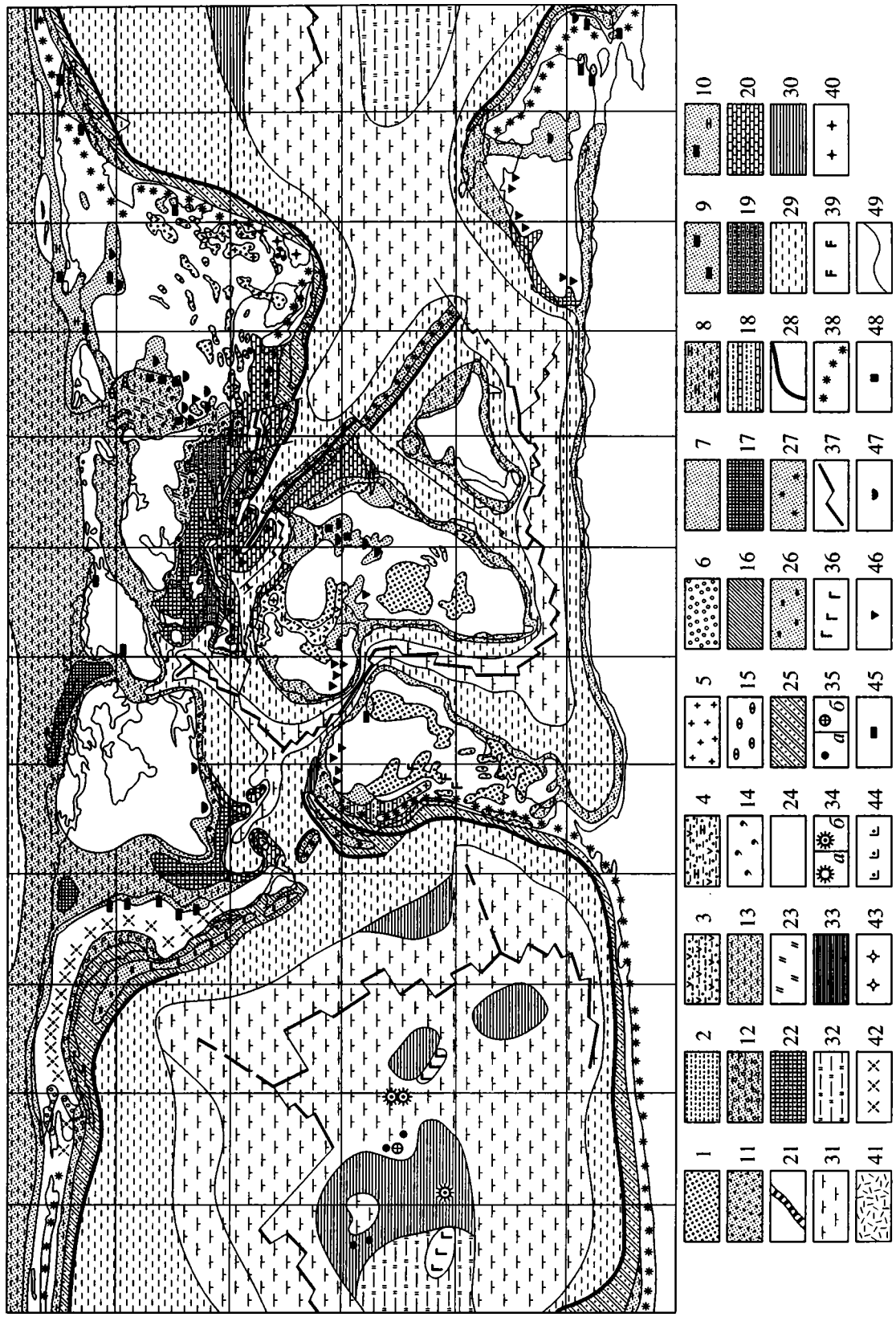

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
21 22 23 24 25 26 27 28 29 30
31 32 33 34 35 36 37 38 39 40
41 42 43 44 45 46 47 48 49

Рис. 1. Литолого-палеогеографическая карта коньякского века позднего мела. 1–5 – отложения аллювиально-пролювиальных равнин, межгорных впадин, озер, себх, лагун в аридных зонах: 1 – красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, 2 – красноцветные и пестроцветные песчаники, алевролиты, глины, 3 – песчаники, алевролиты, глины с гипсом (ангидритом), 4 – гипсоносные карбонатные и терригенно-карбонатные, 5 – соленосные; 6 – 11 – отложения аллювиальных и озерно-болотных равнин, межгорных впадин, приморских равнин, временами заливавшихся морем, и лагун в гумидных зонах: 6 – сероцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, 7 – сероцветные песчаники, алевролиты, глины, 8 – карбонатно-терригенные, 9 – терригенные угленосные (внутриконтинентальные), 10 – карбонатно-терригенные угленосные (приморские), 11 – терригенные красноцветные бескарбонатные; 12–23 – отложения шельфовых и эпиконтинентальных морей: 12 – конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, 13 – песчаники, алевролиты, глины, 14 – глауконитоносные, 15 – фосфоритоносные, 16 – турбидиты склонов шельфа и тыловодужных прогибов, 17 – углеродсодержащие глинистые, глинисто-карбонатные, карбонатно-кремнистые (черные сланцы), 18 – алевролиты, глины, известняки, 19 – глинистые известняки, мергели, 20 – карбонатные мелководные (карбонатные платформы), 21 – рифы, 22 – писчий мел, 23 – опоки; 24 – суша; 25–29 – отложения подножий склонов континентов, островных дуг и периферийных зон океанов: 25 – турбидиты, 26 – терригенные на поднятиях периферийных зон океанов, 27 – известково-щелочные и толеитовые, а также терригенно-вулканогенные комплексы островных дуг, 28 – глубоководных желобов, 29 – гемипелагические глинистые, карбонатно-глинистые, карбонатные; 30–37 – отложения центральных областей океанов: 30 – пелагические глинистые и карбонатно-глинистые (красные глины), 31 – пелагические карбонатные и кремнисто-карбонатные, 32 – пелагические кремнистые, 33 – углеродсодержащие глинистые, карбонатно-глинистые, кремнисто-карбонатные, кремнистые (черные сланцы), 34 – внутриокеанические острова: карбонатные атоллы (*а*), вулканические – щелочные и бимодальные ассоциации (*б*), 35 – гайоты: обнаженные с фосфатными и железо-марганцевыми хардграундами (*а*), покрытые пелагическими карбонатными илами (*б*), 36 – щелочные и толеитовые базальты внутриплитные, 37 – толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, 38 – известково-щелочные магматические породы окраинно-континентальных вулкано-плутонических ассоциаций; 39 – внутриконтинентальные щелочные и толеитовые базальты и бимодальные ассоциации; 40 – угасающие вулканические пояса; 41 – дистальные, пеплы; 42 – угасающие плутонические пояса; 43 – гранитоиды в орогенических поясах; 44 – габброиды и базальтоиды в орогенических поясах; 45 – угленосность; 46 – бокситы; 47 – каолинитовые глины; 48 – железные руды; 49 – границы литологических комплексов и палеогеографических областей.

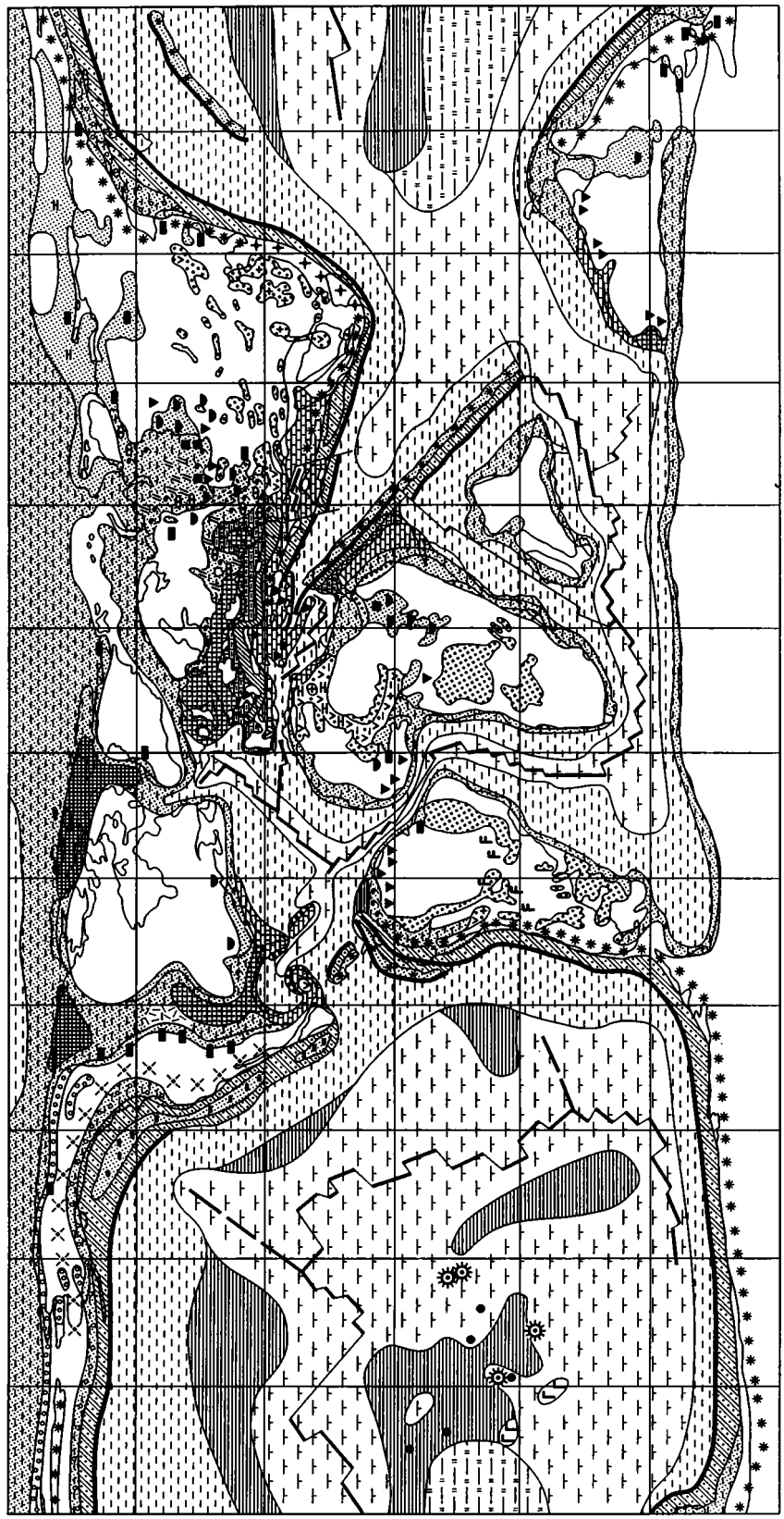


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая карта сантонского века позднего мела. Усл. обозначения см. на рис. 1.

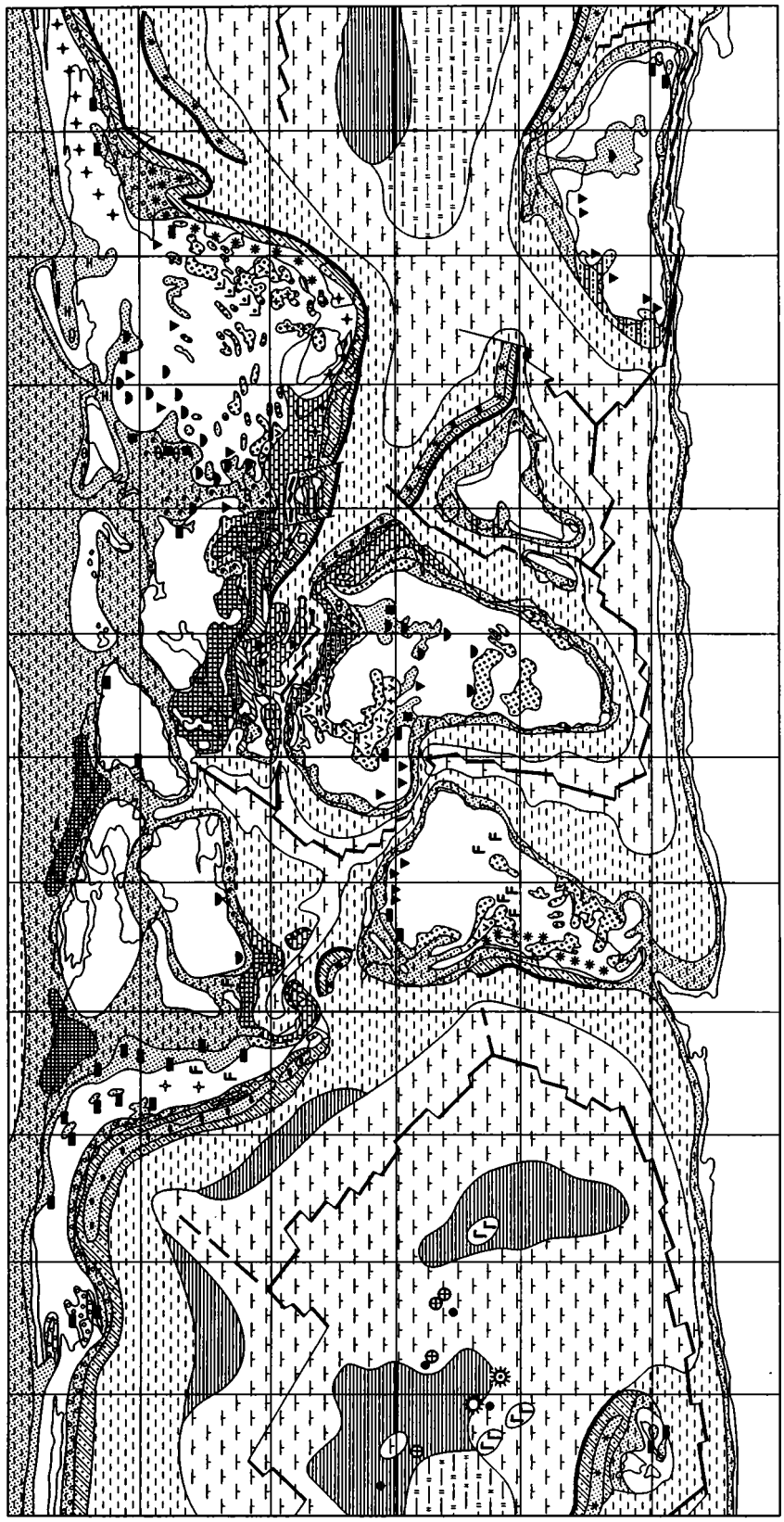


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая карта кампанского века позднего мела. Усл. обозначения см. на рис. 1.

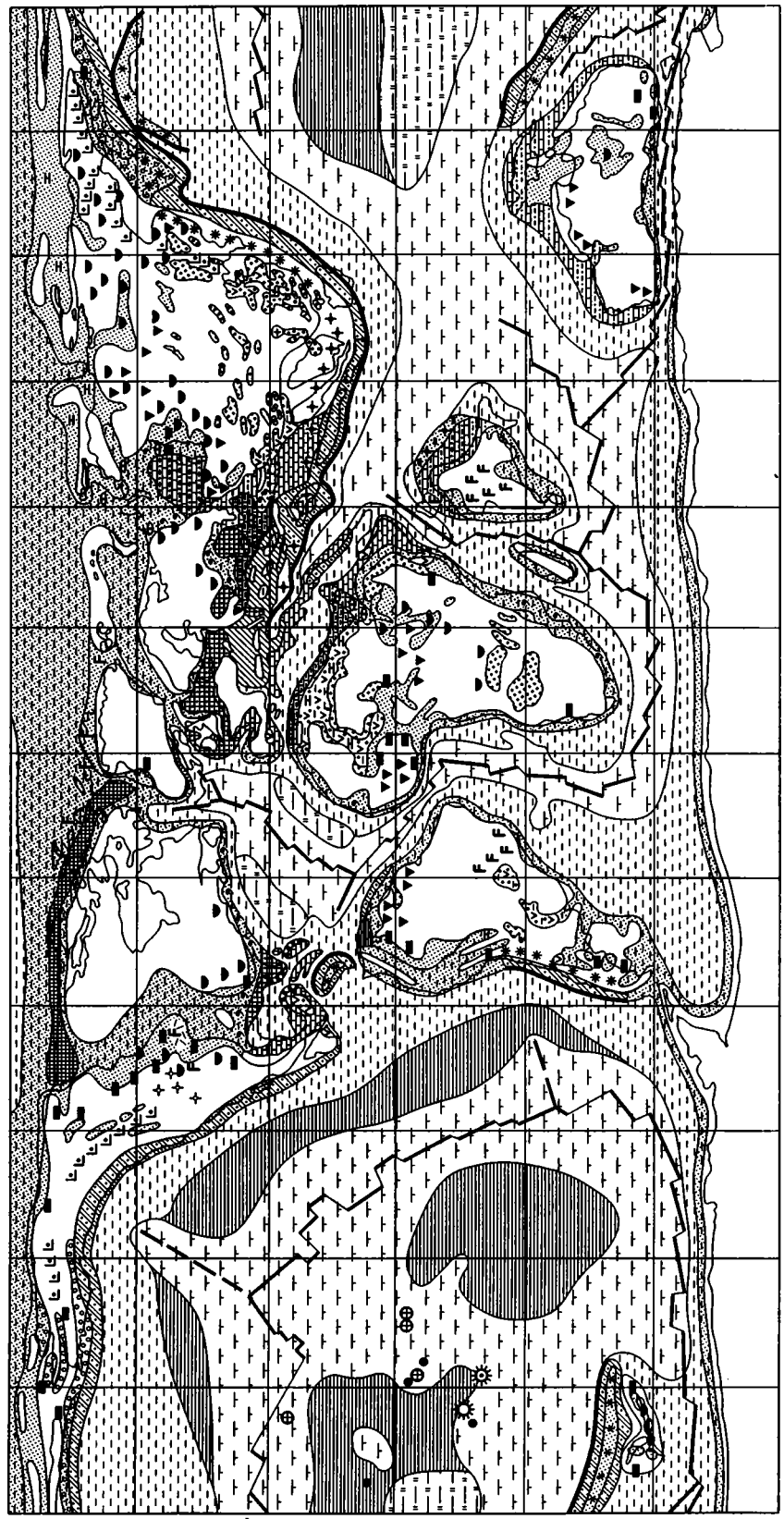


Рис. 4. Литолого-палеогеографическая карта маастрихтского века позднего мела. Усл. обозначения см. на рис. 1.

Как уже отмечалось в предыдущих публикациях, рассмотреть палеогеографические и палеоклиматические особенности размещения всех выделенных на картах обстановок седиментации и вулканизма для отдельных эпох, в том числе и для эпохи второй половины позднего мела, в одной статье невозможно. Приходится поэтому обращать внимание на некоторые главные аспекты, имеющие принципиальное значение при анализе палеогеографии мелового периода. В настоящей статье будут рассмотрены только две проблемы:

1) основные черты глобальной палеогеографии второй половины позднего мела;

2) основные закономерности размещения палеогеографических обстановок в зонах перехода континент–океан.

Список литературы к настоящей статье содержит только дополнительные и новые работы. Вся же остальная литература, использованная при составлении литолого-палеогеографических карт, на которую также делаются ссылки, приведена в предыдущих статьях (Жарков и др., 1995; 1997).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ПОЗДНЕГО МЕЛА

Вторая половина позднего мела была переходной эпохой от мезозойской к кайнозойской глобальной палеогеографической организации на Земле. В это время продолжало сохраняться противостояние между океаническим полушарием, занятым Тихим океаном, и континентальным полушарием, охватывающим все континентальные плиты: Лавразию, Южную Америку, Африку, Индостан и Восточную Гондвану, в состав которой в начальные этапы второй половины позднего мела входили Антарктида, Австралия и Новая Зеландия. Глобальная палеотектоническая и палеогеографическая асимметрия Земли определяла своеобразие многих палеогеографических преобразований, которые происходили в океаническом и континентальном полушариях на протяжении второй половины позднемеловой эпохи.

Континентальное полушарие характеризовалось мозаичным расположением континентов, разделенных акваториями океанов субширотного и субмеридионального простирания. Здесь, в свою очередь, сохранялась типичная для мелового периода палеогеографическая асимметрия, выраженная противостоянием громадного Лавразийского континента, расположенного главным образом, в средних и высоких широтах северного полушария, с одной стороны, и разрозненных гондванских континентов: Южной Америки, Африки, Индостана и Восточной Гондваны преимущественно в южном полушарии, с другой. Разделяющим элементом между этими асимметричными палеогеографическими секторами служил океан Тетис, простирающийся в субширотном направлении вблизи северного тропического и субтропического пояса. Главенствующие процессы заложения и раскрытия новых океанов и связанные с ними процессы распада и перемещения континентальных блоков продолжали тяготеть к южному полушарию.

На всем протяжении второй половины позднемеловой эпохи в южном полушарии происходило прогрессирующее расширение Южной Атлантики и Южного океана (Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Зоненшайн и др., 1984, 1990; Крашенинников, Басов, 1985; Хаин, Балуховский, 1993; Barron, 1987; Barron et al., 1981; Emery, Uchupi, 1984; Golonka et al, 1995; Rabinowitz, La Brecque, 1979; Sager, Scotese, 1989; Sclater et al., 1977; Scotese, 1991; Scotese et al., 1988; Ziegler et al., 1982). Ширина Южно-Атлантического океана в крайних южных районах увеличилась почти на 2000 км (от 3500 км в коньякском веке до более чем 5500 км в маастрихтском), а в северных районах приблизительно на 1200 км, достигнув в маастрихтском веке около 2500 км. Одновременное расширение Северной Атлантики привело к усилению все более свободных связей между Южной и Северной Атлантикой и к формированию единого субмеридионального Атлантического океана. Южный океан простирался вблизи 60° ю.ш. от Южно-Американского континента на западе до Австралийского на востоке, занимая пространство между Антарктидой, Африкой и Индостаном. Его ширина колебалась от 2000–2500 км до 3000–3500 км. В центральной своей части Южный океан соединялся глубоководным Мозамбик-Сомалийским проливом с Восточным Тетисом, а на востоке – свободно открывался в Гималайско-Индонезийский Тетис и Тихий океан.

В кампанском веке произошло отделение Австралии от Антарктиды в результате проникновения на юго-восток и восток оси спрединга, создавшего еще один глубоководный проход, который соединил Тихий и Южный океаны (Veevers, 1984; Patriat, Segoufin, 1988; Scotese et al., 1987, 1988; Scotese, 1991). К этому же времени приурочено отделение Новой Зеландии от Австралии, а также Мадагаскара от Индостана.

Если в южном секторе континентального полушария происходило дробление континентов, заложение и раскрытие глубоководных океанических акваторий, то в северном секторе на территории Лавразии в это же время продолжались радиальные погружения, вдоль которых формировались эпиконтинентальные моря субмеридионального или близкого к нему направления, разделившие Лавразийский континент на ряд изолированных блоков суши. На западе на всем протяжении второй половины позднемеловой эпохи сохранялся Западный Внутренний морской бассейн, соединявший Карибскую зону Тетиса с Амеразийским океаном; он отделял горную сушу

Скалистых гор, протягивающуюся вдоль западной периферии Северо-Американской окраины Лавразии, от Канадской низменности. В центральных районах Лавразии между Канадской сушей и Гренландией, а также между Гренландией и Балтией продолжали существовать Лабрадор-Баффинов и Норвежский морские проливы, связывающие Северную Атлантику с Амеразийским океаном. В восточных районах Лавразийского континента всегда располагалось далеко вдающееся в сушу Западно-Сибирское море, которое на юге через Тургайский пролив периодически соединялось с эпиконтинентальными морями, связанными с Тетисом. На востоке Лавразии находилась громадная область суши – Ангарида, восточные и южные окраины которой были охвачены горными системами, а северные и западные – низменными равнинами. В течение от коньякского до маастрихтского веков огромные пространства северных и южных районов Лавразии, наряду с отмеченными субмеридиональными морскими проливами, продолжали охватываться обширными эпиконтинентальными морями. Южные окраины занимали связанные друг с другом Североморское, Польско-Литовское, Центрально-Европейское, Восточно-Европейское, Прикаспийское, Туранское и Афгано-Пакистанское моря, а вдоль северной окраины протягивались Свердрупское, Северо-Гренландское, Баренцевское, Карское и другие шельфовые и эпиконтинентальные моря. Лавразийский континент всегда более чем на 40% покрывался морями. Этим он существенно отличался в палеогеографическом отношении от всех южных континентов гондванской группы, значительная часть которых почти постоянно являлась сушей. Только на севере Африки периодически существовал Транс-Сахарский пролив, в какой-то мере сходный с аналогичными морскими проливами Лавразии. Однако Транс-Сахарский пролив находился в тропической и приэкваториальной зонах и здесь, наряду с морскими обстановками, нередко возникали обстановки эвапоритовой седиментации. В целом, как видно, и во второй половине позднего мела сохранялась прежняя, характерная еще и для середины мелового периода особенность континентального полушария, связанная с асимметричным размещением эпиконтинентальных и шельфовых морей в Лавразии, с одной стороны, и на южных континентах, с другой.

Позднемеловой Тетис, согласно последним палеогеографическим реконструкциям (Philip et al., 1993 a, b; Camoin et al., 1993 a, b), подразделяется на пять главных областей с запада на восток: 1) Карибскую, расположенную между двумя открытыми океанами – Тихим на западе и Атлантическим Тетисом на востоке; 2) Атлантическую, которая представляла собой симметричный океан со срединноокеаническим хребтом; 3) Средиземноморскую, состоящую из мозаичной системы мелководных карбонатных платформ, разделенных глубокими бассейнами, нередко с океанической корой; 4) Восточный Тетис, охватывающий акваторию океана, расположенную между Евразией и Аравийской окраиной Африканского континента; 5) Гималайско-Индонезийский Тетис, который простирался между Азиатской Лавразией на севере и Индостаном и Австралией на юге. Вместе с тем, следует иметь в виду, что во второй половине позднего мела и, особенно, начиная с кампанского века, произошло ряд важных палеогеографических преобразований, которые привели к принципиальным изменениям в конфигурации и протяженности мелового Тетиса. Связаны они были с формированием Атлантики, как единого океана субмеридионального простирания. Северная Атлантика в это время по всем своим палеотектоническим и палеогеографическим параметрам объединилась с Южно-Атлантическим океаном в одну глобальную океаническую акваторию. Ширина Северной Атлантики достигла 5000 км и она представляла собой океанографический глубоководный барьер, изолировавший Карибскую область от Средиземноморской (Klitgord, Schouten, 1986; Camoin et al., 1993 b). Именно поэтому Северная Атлантика в конце позднего мела уже могла не являться составным элементом Тетиса, а была структурой Атлантического океана, разделившей меловой широтный Тетис на две изолированные и самостоятельные неравные части: западную – Карибскую и восточную, охватывающую Средиземноморский, Восточный и Гималайско-Индонезийский Тетис. Только эту восточную часть, начиная с конца второй половины позднего мела следует, по-видимому, считать собственно Тетисом.

Несмотря на такое разграничение Тетиса, в конце позднемеловой эпохи продолжали существовать более или менее свободные связи на востоке и западе с Тихим океаном, которые способствовали циркумглобальным западным течениям в тропических широтах северного полушария (Luyendyck et al., 1972; Gordon, 1973; Berggren, Hollister, 1974; Camoin, 1993). Предполагается также достаточно широкое развитие в Северной Атлантике, в Среднеземноморском и Восточном Тетисе круговых поверхностных течений по часовой стрелке (Barton, Peterson, 1989; Tucholkee, Mc Coy, 1986). Следует отметить возможность свободного поступления теплых пассатных течений из Тихого океана в Южный океан, как через широкий пролив между Индостаном и Австралией, так и через Мозамбик-Сомалийский пролив, а оттуда в Южную Атлантику. Что же касается поверхностных морских течений в Амеразийский океан, то они предполагаются через Лабрадор-Баффинов и, возможно Норвежский проливы (Berggren, Olson, 1986; Gradstein et al., 1990).

Тихий океан, охватывающий океаническое полушарие Земли, представлял собой во второй

половине позднего мела обширный глубоководный океанический бассейн, свободно сообщающийся через широкий проход с Тетисом и Южным океаном на западе, и имеющий ограниченную связь с Карибской областью и Атлантикой на востоке. Через весь Тихий океан на тропических широтах проходило субширотное круговое западное течение. Предполагается существование, по обе стороны от него, обширных антициклонических круговоротов.

Преобладающую центральную часть ложа Тихого океана к этому времени заняла Тихоокеанская плита, постепенно расширяющаяся в ходе спрединга. Граничающие с ней плиты Кула (на севере), Фараллон (на востоке) и Феникс (на юго-востоке) сокращались в результате субдукции. Согласно реконструкциям (Scotese et al., 1988; Кононов, 1989; Пущаровский, Меланхолина, 1992), уточненным для настоящей работы М.В. Кононовым, субширотная ветвь спрединогового хребта между Тихоокеанской плитой и плитой Кула смещалась в северном направлении от 10°–20° с.ш. в коньяке до 25°–35° с.ш. в маастрихте. Субмеридиональная ветвь хребта мигрировала на восток, приближаясь в конце мела к положению современного Восточно-Тихоокеанского поднятия. Соответственно мигрировали в ходе спрединга и фиксированные на Тихоокеанской плите внутриплитовые морфоструктуры (подводные горы и возвышенности, глубоководные котловины), вместе с развивающимися на них фациальными комплексами. Одновременно происходило изостатическое погружение литосферной плиты и находящихся на ней морфоструктур дна.

В течение всего рассматриваемого интервала времени центральная часть Тихого океана (включая всю Тихоокеанскую плиту) была занята обширной глубоководной пелагической областью, характеризовавшейся крайне малым поступлением терригенного материала с континентов, низкой биологической продуктивностью поверхностных вод и хорошей аэрацией придонных вод. В таких условиях медленно накапливались красноцветные (окисленные) пелагические осадки: известковые (нанофораминиферовые илы) – на подводных возвышенностях, гипсометрически выше критической глубины карбонатонакопления (КГК); кремнистые (радиоляриевые) и глинистые (пелагические красные глины) – на абиссальных глубинах ниже КГК (Мурдмаа, 1987). Гипсометрическое положение КГК, т.е. фациальной границы между карбонатными и бескарбонатными пелагическими осадками, наиболее высокое в середине мелового периода, несколько понижалось к его концу. Соответственно, карбонатные осадки распространялись на большие глубины.

На Тихоокеанской плите, и, вероятно, на соседних океанских плитах, с коньяка до маастрихта постепенно расширялись и углублялись океанские котловины с абиссальными глубинами (ниже КГК), достигавшими 4–5 км, что нашло отражение в расширении ареалов распространения бескарбонатных глинистых и кремнисто-глинистых осадков. Наряду с ранее существовавшей Центральной котловиной, появилась Южная, на дне которой развивалось поле красноцветных пелагических глин – индикаторов низкой биопродуктивности ("океанских пустынь"). В Центральной котловине, постепенно смещающейся на север, были развиты два абиссальных фациальных комплекса: пелагических глин и глинисто-радиоляриевых осадков. По имеющимся отрывочным данным, кремнистые осадки тяготели к юго-западной приэкваториальной части котловины, где к маастрихтскому веку сформировался субширотный пояс кремненакопления, возможно связанный с системой вышеупомянутого циркумтропического течения.

На срединно-океанских хребтах на внутриплитовых возвышенностях (выше КГК) накапливались пелагические карбонатные осадки.

Продолжалась миграция на север подводных гор Мид-Пацифик, которые во второй половине позднего мела достигли экваториальной зоны и погрузились на глубину до нескольких сотен метров, превратившись в гайоты. На вершинах гайотов, омываемых придонными течениями, существовали условия неотложения, или крайне ограниченного накопления пелагических осадков (сильно конденсированные разрезы); формировались фосфатные и железо-марганцевые хардграунды (Murdmaa et al., 1995). На возвышенности Дарвина, к юго-востоку от гор Мид-Пацифик, продолжалась вулканическая деятельность и формировались новые подводные горы нынешнего архипелага Маршалловых островов.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В ЗОНАХ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ–ОКЕАН

В конце позднего мела, в интервале 88–65 млн. лет, характер палеогеографических обстановок (и соответствующих литологических комплексов) зоны перехода континент–океан определялся, в первую очередь, взаимоотношением океанических и континентальных плит. Так, относительно медленное увеличение во времени ширины Атлантического океана (Зоненшайн, Кузьмин, 1992) способствовало тектонически спокойному и стабильному режиму на континентальном его обрамлении с формированием по его периферии сравнительно узкой полосы мелководных терригенных отложений, сменяющихся в сторону океана гемипелагическими глинистыми и карбонатно-глинистыми комплексами. В противополож-

ность этому, в пределах Тихого океана и Тетиса происходило сближение океанических плит с обрамляющими континентами, что предопределило совсем иные ландшафты в зоне перехода континент–океан.

Большой сложностью обладала зона сочленения континентов с Тихим океаном. Северо-восточная периферическая его область во второй половине позднего мела характеризовалась сочетанием субдукции океанических плит под Северо-Американский континент со сдвиговыми перемещениями (Csejtey et al., 1982; Monger et al., 1982; Coney, 1987; Frazier, Schwimmer, 1987; Plafker et al.,1989; Wallace et al., 1989; Haugerud et al., 1991; Livaccari, 1991; Undershultz, Erdmer, 1991; Ingram, Hotton, 1994). В коньяк-сантонское время в периферической зоне океана протягивался ряд узких подводных гряд с относительно мелководным терригенным осадконакоплением (рис. 1, 2). Они представляли собой террейны, наиболее обширным из которых был террейн Талкитна. Эти гряды с континентальной и океанической стороны были ограничены прогибами с турбидитовым осадконакоплением. Прогиб, расположенный к востоку, обычно рассматривается в качестве краевого по отношению к Северо-Американскому континенту. В горах Врангелия и Талкитна мощность коньяк-кампанского флиша составляет 1000 м (Plafker et al., 1989). Аналогичный флиш известен и южнее, на западе Калифорнии (Хаин, Балуховский, 1993). Последующие сдвиговые перемещения вызвали миграцию к северу террейна Талкитна и соответствующей гряды (рис. 1–3). В кампане произошло причленение последней к западному краю Северной Америки, что вызвало появление близ края континента мощных (800–2000 м) алевролито-песчаниковых с конгломератами угленосных отложений.

Западный край Северо-Американского континента во второй половине позднего мела характеризовался перманентным воздыманием с формированием горной системы Кордильер. Два главных фактора предопределили оформление горной системы: подъем края континента, а также интенсивные горизонтальные перемещения горных масс в восточном направлении (ларамийский орогенез). Эти перемещения обусловили, во-первых, покровно-надвиговое строение горного сооружения, а во-вторых, асимметричный характер размещения полосы континентальных и прибрежных бассейнов, протягивающихся вдоль восточного подножия Кордильер. Горообразовательный процесс наиболее интенсивным был в кампанском и маастрихтском веках, что нашло отражение в осадках синорогенных бассейнов, с востока примыкавших к Кордильерам (Coney, 1987). Область континентального осадконакопления, располагавшаяся между Кордильерами и Западным Внутренним морским проливом, имела сложное строение (Dickinson et al., 1988). В ее пределах в горах Рокки выделяются три зоны. Западная зона, непосредственно примыкавшая к Кордильерам, включала, так называемые, бассейны подпруживания, характеризовавшиеся наиболее мощным и длительным осадконакоплением. Более восточная зона состояла из чередующихся гряд и бассейнов. Третья, наиболее восточная зона включала периферические бассейны. Во второй половине позднего мела на Аляске в пределах Кордильер, вдоль сдвигов возникли небольшие, но многочисленные бассейны континентального осадконакопления (Fisher et al., 1982). Слагающие их мощные позднемеловые терригенные отложения характеризовались значительной угленосностью, роль которой особенно возросла на рубеже мела и палеогена (рис. 4).

Поскольку от туронского века к кампанскому роль субдукции резко уменьшалась, а сдвиговые перемещения становились доминирующими, менялся и характер магматических образований на западе Северной Америки. На альб-сеноманском этапе, как было показано ранее (Жарков и др., 1995; Филатова, 1996), в этом регионе развивался латеральный ряд структур, типичный для активной континентальной окраины: маркирующий зону субдукции глубоководный желоб, преддуговой прогиб с турбидитовым осадконакоплением и окраинноконтинентальный плутонический пояс. Во второй половине позднего мела происходило затухание этого пояса (рис. 1, 2); функционировал он, судя по дискретности датировок магматические пород (Evenchick, 1991), пульсационно, на фоне непрерывного подъема края континента и перемещения масс горных пород по надвигам на восток и по сдвигам вдоль границы континент–океан.

Формирование в кампане–маастрихте орогенного пояса ларамид и (соответствующей горной системы Кордильер) привело к смене характера магматизма и к появлению мусковитовых гранитоидов на территории Калифорнии (Karlstrom et al., 1993). В ходе дальнейшего развития ларамийского орогенеза, в зонах сдвигов произошли излияния базальтов (рис. 4) (Dickinson et al., 1988; Plafker et al., 1989).

В юго-восточной периферической области Тихого океана и на западе Южной Америки в позднемеловое время выделялись три сегмента (северный, центральный и южный), имевших определенные различия в истории развития (Herve et al., 1987 и др.).

Наибольшей спецификой обладал северный, Венесуэльско-Эквадорский сегмент, где в позднем мелу реконструируется синхронное формирование периокеанического островодужного и окраинноконтинентального вулканических поясов (McCourt et al., 1984; Megard, 1987; Aguirre et al., 1992; Van Thournout et al., 1993; Desmet, 1994 и др.). В ла-

рамийскую орогению, начавшуюся здесь еще в кампане и продолжавшуюся до раннего палеогена включительно (Megard, 1987), произошло шарьирование островодужного пояса на континент. Это привело к наращиванию северо-западной окраины Южно-Американского континента с формированием покровно-надвигового ларамийского орогенического пояса, который был представлен мощным горным сооружением Анд. Перед его фронтальным восточным краем возник синорогенный бассейн с мощным терригенным осадконакоплением. На кампан-маастрихтском этапе северо-западный периферический край Южно-Американского континента был вовлечен в морское осадконакопление (рис. 3, 4) без сколько-нибудь существенного проявления вулканизма.

Центральный сегмент запада Южной Америки характеризовался развитием Арауканского окраинноконтинентального вулканического пояса (Ломизе, 1983), формирование которого началось после перуанской (австрийской) орогении. Накапливавшиеся в континентальных условиях вулканиты этого пояса в центральном сегменте достигают 4000–6000 м, уменьшаясь к северу до 1000 и менее метров. В целом от раннего мезозоя к позднему установлено смещение на восток оси окраинноконтинентального вулканического пояса (Coira et al., 1982; Herve et al., 1987; James, 1971), что обычно объясняется выполаживанием во времени зоны субдукции. К западу от центрального сегмента пояса Анд располагалась зона поднятий Берегового хребта, а также преддуговой прогиб с терригенно-вулканогенными отложениями. К востоку от вулканического пояса протягивалась зона поднятий, к которой восточнее примыкала субмеридиональная цепочка тыловодужных бассейнов с континентальным осадконакоплением и вулканитами. В эту цепочку входят Субандийские и Андийские бассейны Боливии и Перу, а также бассейны Чако-Паранесе и Салта Аргентины (Grier et al., 1991).

Окраинноконтинентальный вулканический пояс центрального сегмента развивался весь поздний мел. В коньякском и сантонском веках он имел продолжение в пределы южного сегмента Южной Америки и далее по краю Антарктиды. В южном сегменте, восточнее вулканического пояса, располагалась горная цепь, к которой с востока примыкал Магелланов краевой бассейн. Эта возникшая в позднем альбе зональность южного сегмента запада Южной Америки просуществовала до кампана. Ларамийская орогения привела к подъему края континента, затуханию вулканического пояса, а также к перемещению к востоку Магелланова бассейна (Wilson, 1991).

В целом, в позднем мелу на западном краю Южной Америки, в тылу вулканического пояса, развивались бассейны двух типов: 1) генетически связанные с мигрирующими на восток горными цепями и характеризующиеся преимущественно терригенным осадконакоплением; 2) тыловодужные (по отношению к вулканическому поясу) рифтогенной природы с щелочным и бимодальным магматизмом. Бассейны первого типа распространены повсеместно по всему западному краю Южной Америки, тогда как рифтогенные бассейны весьма локальны и в позднем мелу были характерны в основном для центрального сегмента Южно-Американского континента.

На северо-западной и западной периферии Тихого океана по краю Азиатского континента на протяжении второй половины позднего мела протягивалась цепочка действующих вулканов, составлявших в совокупности протяженный окраинноконтинентальный вулканический пояс, который распадался на ряд несколько разновременно функционировавших сегментов: Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский, Катазиатский. Последний сегмент (Atlas..., 1985) включал как вулканиты приморской части Китая, так и аналогичные образования юга Кореи и севера Японии, ныне разобщенные Японским морем (Филатова, 1990; Chang, 1995). Окраинноконтинентальный вулканический пояс сопровождался глубоководным желобом (рис. 1–3). Внутренний, прилежащий к континенту склон желоба имел зональное строение. Непосредственно вдоль континента протягивалась широкая полоса мелководного моря, изобилующего островами и островными грядами. В начальные этапы второй половины позднего мела здесь накапливались флишоидные толщи, которые позднее сменились грубообломочными олистостромо-молассовыми комплексами (Зинкевич, 1981; Филатова, 1995, 1996). Далее в сторону океана, на глубоководном склоне желоба накапливались мощные турбидиты. К ним относятся толщи верхнего мела запада о. Сахалин (Рождественский, 1987; Зоненшайн и др., 1990), а также отложения зон Симанто и Хидака Японии (Taira, 1985; Kimura et al., 1990). В периокеанической области располагался ансамбль островных вулканических дуг и окраинных морей (Богданов, Филатова, 1988; Зоненшайн и др., 1990; Соколов, 1992), одним из сегментов которого была Ирунейская островная дуга. Во времени этот ансамбль перемещался в сторону континента и примкнул к нему в маастрихтском веке (Митрофанов, 1977; Алексеев, 1979; Богданов и др., 1982; Филатова, 1988; Богданов, Тильман, 1992; Парфенов и др., 1993). Фрагменты этих островных дуг в виде тектонических покровов известны на п-ве Камчатка и на востоке о-ва Сахалин (Пущаровский, Меланхолина, 1992; Пущаровский и др., 1983 и др.), а также на востоке о-ва Хоккайдо (Taira, 1985; Kimura, Kensaku, 1986; Maruyama, Seno, 1986 и др.).

Это событие произошло на этапе ларамийского орогенеза, который в целом характеризовался

подъемом края Азиатского континента (Зинкевич, 1981; Руженцев и др., 1982 и др.) и формированием здесь отдельных впадин с угленосными молассами. Этот орогенез повлек за собой затухание некоторых сегментов окраинноконтинентального вулканического пояса (например, Охотско-Чукотского), тогда как другие его сегменты продолжали развиваться вплоть до начала палеогена.

На этапе 85–74 млн. лет реорганизация океанических плит в северо-западной и западной периферических частях Тихого океана отмечается многими (Kimura et al., 1985; Maruyama, Seno, 1986; Jolivet et al., 1988; Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Балуховский, 1993; Парфенов и др., 1993; Okada, Sakai, 1993 и др.). Территория Охотского моря в кампанском и маастрихтском веках (рис. 3, 4) представляла поднятую область мелководного моря и надводных гряд, по южному краю которой протягивался вулканический пояс (Maruyama, Seno, 1986). На окраине континента этот временной интервал характеризовался возникновением впадин типа бассейнов "pull-apart", в которых накапливались угленосные терригенные отложения. Такие впадины, нередко имеющие форму полуграбенов, давно известны в Китае, а в последние годы обнаружены и в Японии (Okada, Sakai, 1993). Движения по разломам, к которым приурочены эти бассейны, привели также к формированию цепочек сравнительно небольших, но многочисленных базальтовых плато (Филатова, 1988).

Что касается юго-западной периферической области Тихого океана, то значительные события здесь пришлись на конец позднего мела. Если в коньякское и сантонское время на Австралийско-Антарктической окраине формировался вулканический пояс (Howell, 1980), то в кампане началось раскрытие океанического бассейна между Австралией и Антарктидой, а также развитие Тасманова моря, ограниченного со стороны Тихого океана островной вулканической дугой (рис. 3, 4) (Veevers, 1984; Scotese et al., 1988).

В Тетическом регионе в позднем мелу происходит принципиальное изменение в движении плит (Dercourt et al., 1985, 1993; Зоненшайн и др., 1987): Евразия и Африко-Аравия вместо южного дрейфа начали двигаться на север. Происходит раскрытие Бискайского залива, а также отделение Апулии от Африки. Осуществлялась также южнонаправленная субдукция океанической плиты бассейнов Восточных Карпат и Балкан, сопровождавшаяся формированием вулканического пояса. Позднемеловая субдукция океанической коры под Евразию вызвала формирование мощного Южноевразиатского вулканического пояса по северному обрамлению Тетиса (Казьмин и др., 1987). Западное его окончание установлено в болгарском Среднегорье. Восточнее пояс расположен в Западных Понтидах и в кулисообразно смещенном на юг сегменте Экскишехир с началом вулканизма в туроне (Sengor, Yilmaz, 1981). В Закавказском сегменте вулканического пояса мощный (2000–3000 м) разрез вулканитов принадлежит интервалу конец альба–ранний кампан, тогда как кампан-маастрихтские вулканиты весьма ограничены в распространении. В целом, в Понтийском и Закавказском сегментах пояса установлены два этапа вулканизма: альб-раннекампанский и позднекампан-маастрихтский. Главный объем вулканиктов накопился на первом этапе. Они относятся к известково-щелочной, реже толеитовой магматическим сериям (Лордкипанидзе, 1980). На втором этапе изливались базальты субщелочного состава (Казьмин и др., 1987); это позволяет высказать предположение о том, что их формирование непосредственно не связано с зоной субдукции и происходило после отмирания последней при ларамийском орогенезе.

Восточное продолжение позднемелового пояса находится в северо-западном Эльбурсе. Далее на восток известково-щелочные вулканиты пояса известны в виде тектонических фрагментов в офиолитовой зоне Мекрана, расположенной между впадинами Джаз-Мурман на севере и зоной Баджан-Дуркан на юге. Еще восточнее вулканиты мелового возраста развиты в Афганистане.

В начале коньякского века в южной части Тетиса возникла Кипрская энсиматическая островная дуга (Dercourt et al., 1985; Книппер, 1985; Зоненшайн и др., 1987). Восточнее в интервале 90–75 млн. лет на Индийской плите формировалась внутриокеаническая островная дуга Кохистан (Bard, 1983) или Драс (Dietrich et al., 1983), к югу от которой располагался глубоководный желоб (рис. 1, 2). В пределах дуги шло излияние толеитов (Dietrich et al., 1983), а в преддуговом прогибе накапливались вулканогеннотерригенные комплексы (Robertson, Degnan, 1994).

В самом конце мела и на рубеже мела–палеогена регион Тетиса испытал интенсивный тектогенез (синхронный в целом ларамийскому), в ходе которого произошло закрытие южной ветви Восточного Тетиса и коллизия Африки с Евразией (Dercourt, 1985, 1993; Зоненшайн и др., 1987; Книппер, Шараськин, 1995). Осадочное выполнение Альпийского и Карпатско-Панонского бассейнов были дислоцированы. Прекратился позднемеловой субдукционный вулканизм в Карпатах. В конце позднего мела (около 80 млн. лет) окраина Афро-Аравии была затянута в зону субдукции Кипрской дуги и офиолитовые покровы были обдуцированы на край этого континента. Островная дуга Кохистан в кампане столкнулась с северной окраиной Индии (Зоненшайн и др., 1984; Bard, 1983). В современной структуре тектонические покровы островодужных вулканитов и комплексов преддуговых прогибов залегают в

коллизионной сутуре Индо-Цангпо, оформление которой произошло в эоцене (Allegre et al., 1984).

С позднемеловой коллизией продолжалось начавшееся в позднем кампане затухание Южно-Евразиатского вулканического пояса (рис. 3) с почти полным прекращением вулканизма в маастритхе. Явления сжатия и обдукции у южной границы Тетиса сопровождались значительным расширением тыловых бассейнов на Евразиатской континентальной окраине, которые составляли систему морей Паратетиса, протягивавшуюся от Балкан до восточного Ирана при ширине 900 км. Раскрылись два Черноморских бассейна (Западный и Восточный), увеличился в размерах Центрально-Иранский океанический бассейн между Лутом, Санандадж-Сирджаном и Эльбурсом.

ВЫВОДЫ

Подводя итоги анализу литолого-палеогеографических карт коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского веков позднего мела, можно отметить, следующие главные особенности палеогеографических преобразований, которые происходили на протяжении второй половины позднего мела.

1. Многие черты палеогеографических преобразований предопределялись глобальной палеотектонической и палеогеографической асимметрией Земли. Она выражалась, в первую очередь, в сохраняющемся противостоянии между океаническим и континентальным полушариями, а в пределах последнего противостоянием Лавразийского континента на севере и разрозненных гондванских континентов на юге. В южном секторе континентального полушария продолжались процессы заложения и раскрытия новых океанов (Южной Атлантики, Южного, Мозамбик-Сомалийского и др.), а также распада и перемещения континентов (Южной Америки, Африки, Индостана, Австралии, Антарктиды, Новой Зеландии). В это же время в северном секторе на Лавразийском континенте происходили радиальные погружения и формирование эпиконтинентальных морей преимущественно субмеридионального простирания. Разделялись эти асимметричные сектора континентального полушария океаном Тетис субширотного простирания, который в конце позднего мела после оформления Атлантического океана, как единой глобальной структуры, был разделен на две самостоятельные части — Карибскую на западе и собственно позднемеловой Тетис на востоке, охватывающий Средиземноморский, Восточный и Гималайско-Индонезийский Тетис. Океаническое полушарие занимал Тихий океан. Его центральную часть охватывала Тихоокеанская плита, которая постепенно расширялась в ходе спрединга, тогда как соседние плиты Кула, Фараллон и Феникс сокращались в результате субдукции. В течение всей второй половины позднего мела центральная часть Тихого океана была глубоководной пелагической областью, где постепенно расширялись и углублялись океанские котловины с абиссальными глубинами.

2. Характер палеогеографических обстановок в зонах перехода континент–океан определялся взаимоотношениями океанических и континентальных плит. Наиболее значительные глобальные палеогеографические преобразования происходили в периферийных зонах Тихого океана и Тетиса, а также обрамляющих континентов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 93-05-8877 и 96-05-64607).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1979. № 1. С. 85–95.

Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 3. С. 15–41.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография первой половины раннего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. № 1. С. 47–70.

Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 106 с.

Казьмин В.Г. Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 14–23.

Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья // Геотектоника. 1995. № 1. С. 12–22.

Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 162 с.

Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 28–35.

Пущаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника. 1983. № 6. С. 30–45.

Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.

Пущаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.

Рождественский В.С. Тектоническое развитие о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 1987. № 3. С. 42–50.

Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.

Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. С. 264.

Филатова Н.И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона // Геотектоника. 1990. № 5. С. 112–124.

Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. С. 64–77.

Филатова Н.И. Эволюция активных континентальных окраин в среднем мелу // Геотектоника. 1996. № 2. С. 74–98.

Barron E.J., Peterson W.H. Model simulation of the Cretaceous Ocean circulation // Science. 1989. V. 244. P. 684–686.

Berggren W.A., Olson R.K. North Atlantic Mesozoic and Cenozoic paleobiogeography // Vogt P.R. and Tucholke B.E. (eds). The geology of north America: The western North Atlantic region. Geol. Soc. Amer. 1986. Mem. M. P. 231–255.

Camoin G., Bellion Y., Benkhelil J. et al. Late Maastrichtian Palaeoenvironments (69.5–65 Ma) // Dercourt J., Ricou L.E., and Vrielynck B. (eds). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Maps BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison. 1993a.

Camoin G., Bellion Y., Dercourt J. et al. Late Maastrichtian (69.5–65 Ma) // Dercourt J., Ricou L.E. and Vrielynck B. (eds). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanotory Notes. Gauthier-Villars: Paris, 1993 b. P. 179–196.

Chang K.H. Aspects of geologic hystory of Corea // Journ. Geol. Soc. Korea. 1995. № 31. P. 72–90.

Desmet A. Le magmatism ophiolitique de la Quebrada San Juan et les basalts de la serie Pinon (Equateur) // Ophioliti. 1994. V. 19. № 1. P. 115–156.

Fisher M.A., Patton W.W., JR, Holmes M.Z. Geology of Norton Basin and continental shelf beneath Northwestern Bering Sea, Alaska // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1982. V. 66. № 3. P. 255–285.

Haugerud R.A., Van Der Heyden P., Tabor R.W. et al. Late Cretaceous and early Tertiary plutonism and deformation in the Skagit Gneiss Complex, North Cascade Range, Washington and British Columbia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1991. V. 103. № 10. P. 1297–1307.

Herve F., Godoy E., Parada M. et al. General view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history // Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific oceanic basin. Monger J.W.H., Francheteau J. (eds). Geol. Soc. Amer. Boulder. Colorado, 1987. P. 97–111.

Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // Pangea: Global Environments and Researchs. Canadian Soc. Petrol. Geol. Meem. 17. 1995. P. 1–47.

Gradstein F.M., Rad U. von. Stratigraphic evolution of Mesozoic continental margin and oceanic sequences: north Australia and northern Himalaya // Marine Geol. 1991. V. 102. P. 131–173.

Ingram G.M., Hutton D.H.W. The Great Tonalite Sill: emplacement into a conractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southern Alaska and British Columbia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1994. V. 6. № 5. P. 715–728.

James D.E. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. V. 82. № 12. P. 3325–3346.

Jolivet L., Cadet J.P., Lalevee F. Mesozoic evolution of Northeast Asia and collison of the Okhotsk microcontinent // Tectonophysics. 1988. V.149. № 3–4. P. 89–109.

Karlstrom K.E., Miller C.F., Kingsbury J.A., Wooden J.L. Pluton emplacement on active ductile thrust zone. Plute Mountains, south Kalifornia: interaction between deformational and solification process // Bull. Geol. Soc. Amer. 1993. V. 105. № 2. P. 213–230.

Kimura G., Kensaku T. Collision, rotation, and back-ark spreading in the region of the Ohotsk and Japan Seas // Tectonics. 1986. V. 5. № 3. P. 389–401.

Kimura G., Takahashi M., Kono M. Mesozoic collision-extrusion tectonics in eastern Asia // Tectonophysics. 1990. V. 181. № 1–4. P. 15–23.

Klitgord R.D., Schouten H. Plate kinematics of the Central Atlantic // Vogt P.R. and Tucholke B.E. (eds.). The geology of North America: The Western North Atlantic region. Geol. Soc. Amer. Mem. M. 1986. P. 351–378.

Livaccari R.F. Role of crustal thickening and extensional collapse in the tectonic evolution of the Sevier-Laramided orogeny, western Unites States // Geology. 1991. V. 19. № 11. P. 1104–1107.

Maruyama Sh., Seno T. Orogeny and relative motions: example of the Japanese islands // Tectonophysics. 1986. V. 127. № 3–4. P. 305–329.

Murdmaa I., Nemliher J., Bogdanova O. et al. Ferromanganese and phosphatic hardgrounds on the Western Pacific guyots drilled during legs 143 and 144 ODP // Proc. ODP. Sci. Res. V. 144. 1995. P. 419–428.

Okada H., Sakai T. Nature and development of Late Mesozoic and Early Cenozoic sedimentary basins in southwest Japan // Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1993. V. 105. № 5. P. 3–16.

Plafker G., Nokleberg W.J., Lull J.S. Bedrock geology and tectonic evolution of the Wrangellia, Peninsular, and Chugach terranes along the trans-Alaska crustal transect in the Chugach Mountains and southern Copper River Basin, Alaska // Journ. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B4. P. 4255–4295.

Robertson A., Degnan P. The Dras arc complex: lithofacies and reconstruction of a Late Cretaceous oceanic volcanic arc in the Indus suture zone, Ladakh Himalaya // Sediment. Geology. 1994. № 92. P. 117–145.

Sager W.W., Scotese C.R. Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions. N.Y.: Elsevier, 1989. 399 p.

Scotese C.R. Jurassic and Cretaceous Plate Tectonic Reconstructions // Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1991. V. 87. P. 493–501.

Sengor A.M.C., Yilmaz Yu. Tethyan Evolution of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 181–241.

Taira A. Pre-Neogen accretion tectonics in Japan: a synthesis // Akomoto S., Uyeda S., Kono M. (eds). Lithosphere studies in and around Japan. Tokyo: DELP Publ. 1985. № 3. P. 51–63.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.72+552.5(470.21)

К СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ (БАРЕНЦЕВОМОРСКИЙ РЕГИОН)

© 1998 г. **В. В. Любцов, А. А. Предовский**

Геологический институт КНЦ РАН, 184200 Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

Поступила в редакцию 14.03.96, получена после доработки 10.04.97 г.

Материалы, полученные в ходе совместных работ с геологами Норвежской геологической службы, позволяют уточнить схему корреляции верхнепротерозойских толщ Баренцевоморского региона на основе представления о наличии трех структурно-фациальных зон – Терской (континентальной), Тана–Кильдин (стабильной окраины континента) и Баренцси–Рыбачий (перехода к континентальному склону). Осадочные толщи верхнего протерозоя формировались в течение трех крупных этапов: 1) накопления верхнерифейских недифференцированных отложений на краю активного континентального склона (формация Конгсфиорд, эйновская и баргоутная серии); 2) формирования трансгрессивных поздневерхнерифейских дифференцированных осадков, в том числе карбонатных (верхи серии Баренцси, серии Вадсё и Тана, кильдинская и отчасти волоковая серии); 3) отложения осадочных толщ верхнего рифея – венда, содержащих на норвежской территории горизонты тиллитов (серии Леквикфьеллет, Вестертана, отчасти возможно волоковая серия). Крупный линеамент, разделяющий зоны Тана–Кильдин и Баренцси–Рыбачий, предлагается назвать "Линией Соколова", в честь Б.С. Соколова, впервые выделившего этот структурный элемент в качестве северной границы Русской платформы в позднем докембрии.

Ключевые слова. **Баренцевоморский регион, Кольский регион, верхний протерозой, рифей, венд, стратиграфия, корреляция.**

Северо-запад Мурманской области России – полуострова Средний и Рыбачий, о. Кильдин и Терский берег Кольского полуострова – существенное звено в цепи объектов, важных для познания стратиграфии рифея и венда северного побережья Европы. На базе многолетних исследований у авторов данной статьи ранее сложилось мнение о том, что кильдинская серия, развитая на п-ве Среднем и о. Кильдине, древнее осадочных толщ п-ва Рыбачьего (Любцов и др., 1989). Эта точка зрения соответствовала мнению Д.Ф. Агапьева, Т.П. Вронко, Е.М. Люткевича, Л.Я. Харитонова и В.З. Негруцы (1971). Участие в совместных работах Геологической службы Норвегии и Геологического института КНЦ РАН в 1989–1993 годах по проекту "Северный район" в сопредельных районах Норвегии и России позволило нам критически пересмотреть наши взгляды и предложить новую схему расчленения и корреляции верхнего протерозоя Кольского побережья, которая излагается в настоящей статье. Главное в этой схеме – возрождение взглядов А.А. Полканова о большей древности толщ п-ва Рыбачьего и их аналогов по сравнению с кильдинской и волоковой сериями, и вывод о сложном зональном строении верхнепротерозойских толщ северного побережья Европы в секторе Финнмаркен–Тиман.

При многолетних исследованиях верхнепротерозойских отложений (1970–1995 гг.) мы использовали широкий комплекс методов, который включал детальные полевые работы, камеральное литолого-петрографическое изучение пород (Любцов, 1975; Любцов и др., 1989), дешифрирование высотных снимков (Любцов и др., 1978), анализ петрогеохимического состава пород (Предовский и др., 1987; Любцов и др., 1981), изучение микрофоссилий (Любцов, 1980; Любцов и др., 1989) и строматолитов (Крылов, Любцов, 1976; Raaben, Lybtsov, 1993; Raaben et al., 1995). Это позволяет авторам надеяться на обоснованность предлагаемых в данной статье выводов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗМЕЩЕНИЯ И СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Верхнепротерозойские отложения побережья Кольского полуострова составляют лишь малую часть рифейско-вендского осадочного пояса акватории Белого и Баренцева морей. Слабо деформированные верхнепротерозойские породы на суше залегают на гнейсах и гранитах архея и обнажаются в пределах ряда обособленных площадей. Наиболее крупные из них располагаются на полуостровах Среднем и Рыбачьем (рис. 1), о. Кильдин и на юге Кольского полуострова вдоль Терского побережья; небольшие поля выходов сохранились также в локальных грабенообразных депрессиях северного и восточного побережий Кольского полуострова. Наиболее полные разрезы

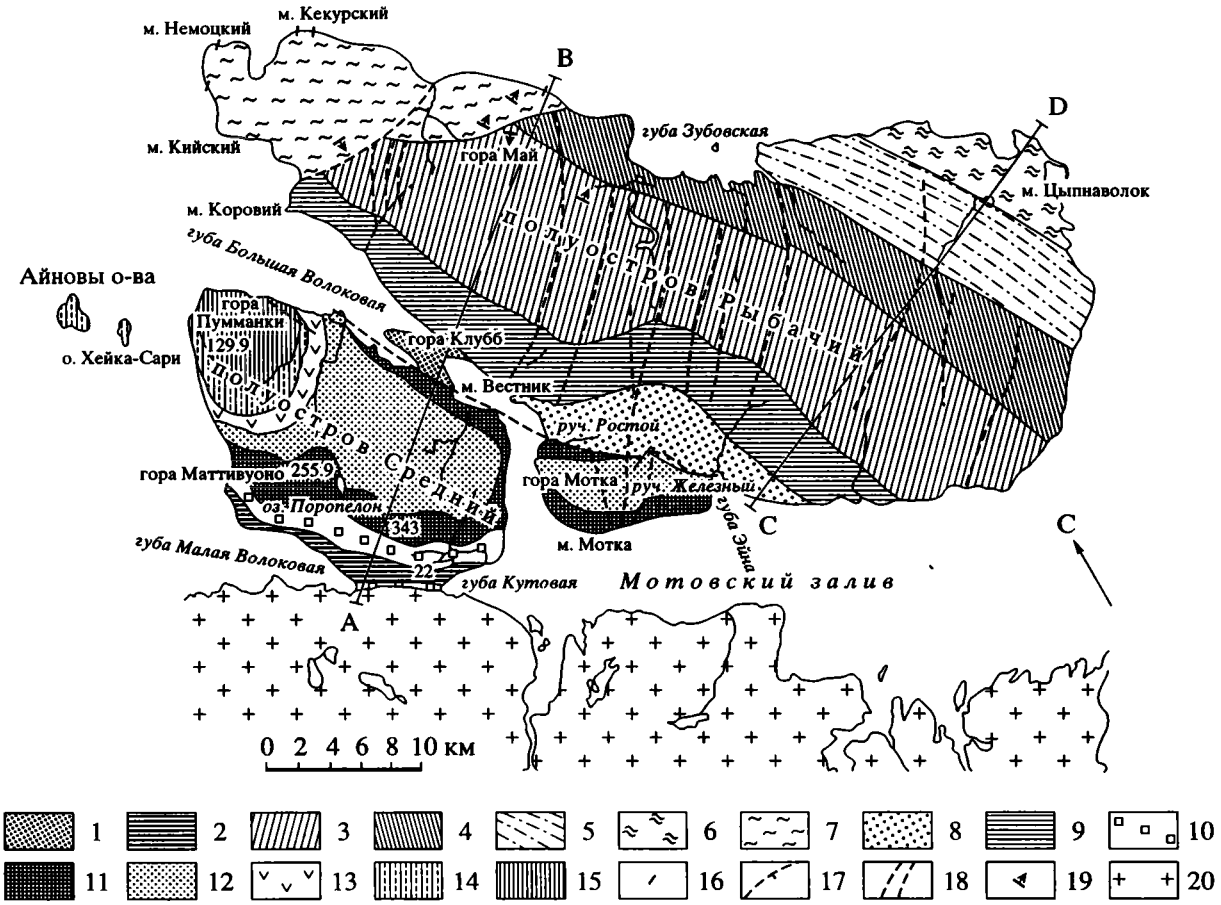


Рис. 1. Схематическая геологическая карта п-вов Рыбачьего и Среднего, Малого (Хейня-Сари) и Большого Айновых о-вов (составлена В.В. Любцовым и А.А. Предовским с учетом данных Т.П. Вронко, Д.Ф. Агапьева и В.З. Негруцы).
Эйновская серия. Верхний рифей. Свиты: 1 – мотовская (полимиктовых конгломератов, субаркозов); 2 – лонская (конгломерат-аргиллит-субграувакковая); 3 – перевальная (граувакко-субграувакковая песчаниковая).
Баргоутная серия. Верхний рифей. Свиты: 4 – майская (конгломерат-гравелит-граувакковая); 5 – зубовская (алевролит-граувакко-песчаниковая); 6 – цыпнаволокская (граувакковых алевролитов с гидрослюдистым и хлоритовым цементом); 7 – скарбеевская (аргиллит-алевролитовая).
Кильдинская серия. Верхний рифей. Свиты: 8 – кутовая (кварцево-песчаниковая); 9 – иерновская (граувакко-песчанниковая); 10 – палвинская (субаркозо-кварцитовая), соответствующая объединенным коровинской, безымянной и чернореченской свитам о. Кильдин; 11 – поропелонская (субграувакко-аргиллитовая); 12 – землепахтинская (субграувакко-аркозовая, песчаниковая); 13 – каруярвинская (пестроцветная, мергелисто-алевролит-аргиллитовая).
Поропелонская, землепахтинская и каруярвинская свиты сопоставляются с придорожной и сланцевозерской свитами о. Кильдин.
Волоковая серия. Верхний рифей. Свиты: 14 – куяканская (аргиллит-субграувакко-кварцитовая); 15 – пуманская (аргиллит-субграувакковая).
16 – дайки; 17 – разрывные нарушения; 18 – крупные зоны разрывных нарушений; 19 – элементы залегания слоистости; 20 – гранитоиды дорифейского основания.

рассматриваемых отложений обнажены на полуостровах Среднем, Рыбачьем и о. Кильдин, и именно эти разрезы имеют ключевое значение в региональном масштабе.

Сравнительно большая деформированность отложений п-ва Рыбачьего позволила А.А. Полканову в 1925–1935 гг. высказать мнение, что эти отложения древнее пород, развитых на п-ве Среднем и о. Кильдин, и надвинуты на них. Подобные соотношения, по мнению А.А. Полканова, наблюдаются и на п-ве Варангер. К такому же выводу в 1929 г. пришел и финский геолог К. Вегманн, а в последующие годы – Б.М. Келлер, Б.С. Соколов (1960; Келлер и др., 1963), Н.М. Чумаков (1974) и Н.Г. Коноплева (1976). Результаты работ по проекту "Северный район" с учетом структурной зональности подтвердили правильность выводов А.А. Полканова.

Главная причина затруднений в решении вопроса о возрастных соотношениях отложений п-ов Среднего и Рыбачьего заключается в том, что на российской территории эти отложения

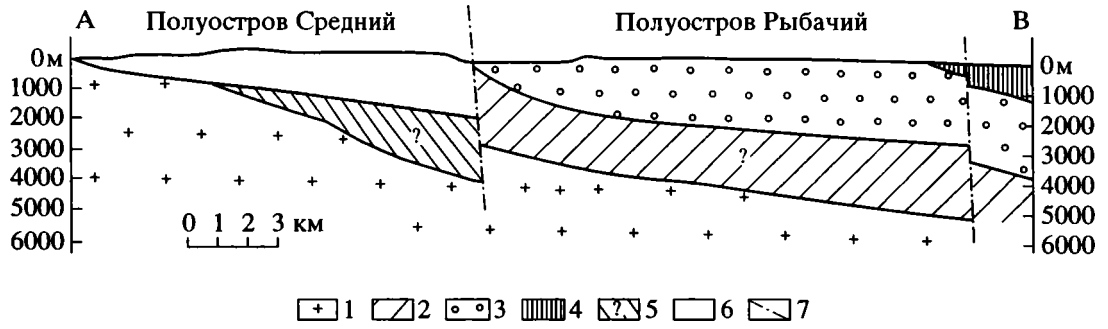


Рис. 2. Разрез по линии АВ см. на рис. 1.

1 – архейский фундамент; 2 – гипотетические толщи низов эйновской серии; 3 – эйновская серия; 4 – баргоутная серия; 5 – гипотетические толщи низов кильдинской серии (или верхов баргоутной); 6 – кильдинская серия; 7 – крупные разрывные нарушения.

везде соприкасаются только по плоскостям разрывных нарушений. В отличие от этого, на норвежской территории, в северо-восточной части п-ва Варангер, в районе Персфиорда, обнажаются признанные теперь (Siedlecka et al., 1992a, b) аналоги отложений п-ва Рыбачьего – формация Конгсфиорд, которые выше по разрезу ясно сменяются формацией Баснеринг, сопоставляемой с низами кильдинской серии. Одним из главных доводов в пользу таких сопоставлений служит нахождение в названной формации в районе Персфиорда прослоев и пачек красноцветных песчаников, весьма характерных для кильдинской серии и ее аналогов в Норвегии.

Верхнепротерозойские толщи п-ов Среднего и Рыбачьего и о. Кильдин простираются в северо-западном направлении и имеют устойчивое северо-восточное падение. Они могут рассматриваться как часть юго-западного крыла крупной синклинальной структуры, расположенной в акватории Баренцева моря. Общая схема расчленения рассматриваемых отложений Кольского побережья в итоге исследований последних лет представляется следующей. Наиболее древней является эйновская серия, нижняя граница которой неизвестна, а на эту серию с видимым согласием налегает баргоутная серия, для которой неизвестна верхняя стратиграфическая граница. Эти отложения распространены только на п-ве Рыбачьем. Более молодыми считаются отложения кильдинской серии, которая без явного несогласия, но с перерывом перекрывается волоковой серией, венчающей разрез верхнего протерозоя Мурманского побережья. Породы кильдинской серии распространены на п-ве Среднем и о. Кильдин, а также частично на юге п-ва Рыбачьего, но, как было установлено во время совместных работ с геологами Норвежской геологический службы, соприкасаются на дневной поверхности с отложениями эйновской серии только по разрывным нарушениям (рис. 1 и 2). Эту точку зрения разделил и принимавший участие в названных работах В.З. Негруца, который ранее придерживался мнения о налегании эйновской серии на кильдинскую (Негруца, 1971). Волоковая серия распространена только в северо-западной части п-ва Среднего. На южном, Терском берегу Кольского п-ва обнажаются толщи, коррелирующиеся в основном с кильдинской серией, а также более древние отложения, условно сопоставляемые с баргоутной серией.

Характерной чертой рифейско-вендских отложений района является их фациальная зональность, отражающая условия накопления в субширотно вытянутых тектонических зонах. Эта зональность впервые была намечена Б.М. Келлером и Б.С. Соколовым (1960), которые выделили две структурно-фациальные зоны: внешнюю платформенную, включающую п-ов Средний, мыс Мотка п-ва Рыбачьего и о. Кильдин, и внутреннюю миогеосинклинальную, которая охватывает п-ов Рыбачий. Наличие подобной зональности позднее было подтверждено исследованиями В.З. Негруцы (1971), Э.И. Сергеевой (1973) и В.В. Любцова (1975). Расширение знаний позволяет теперь говорить о выделении трех зон распространения различных разрезов верхнепротерозойских (верхнерифейских и вендских) отложений на Кольском п-ве – 1) Рыбачинской, 2) Кильдинской, которые отвечают двум зонам, намеченным Б.М. Келлером и Б.С. Соколовым (1960), и 3) Терской (рис. 3).

Работы по проекту "Северный район" дали ряд новых сведений о строении и развитии крупной линейной дизъюнктивной структуры (рис. 3), которая разграничивает северо-восточную и юго-западную структурно-фациальные зоны. Эта структура общей протяженностью более 1000 км определяется в норвежской части Баренцевоморского региона как зона разломов Трольфиорд–Комагельв, а далее к юго-востоку она разделяет полуострова Средний и Рыбачий и проходит севернее о. Кильдин. На п-ве Канин данный линеа-

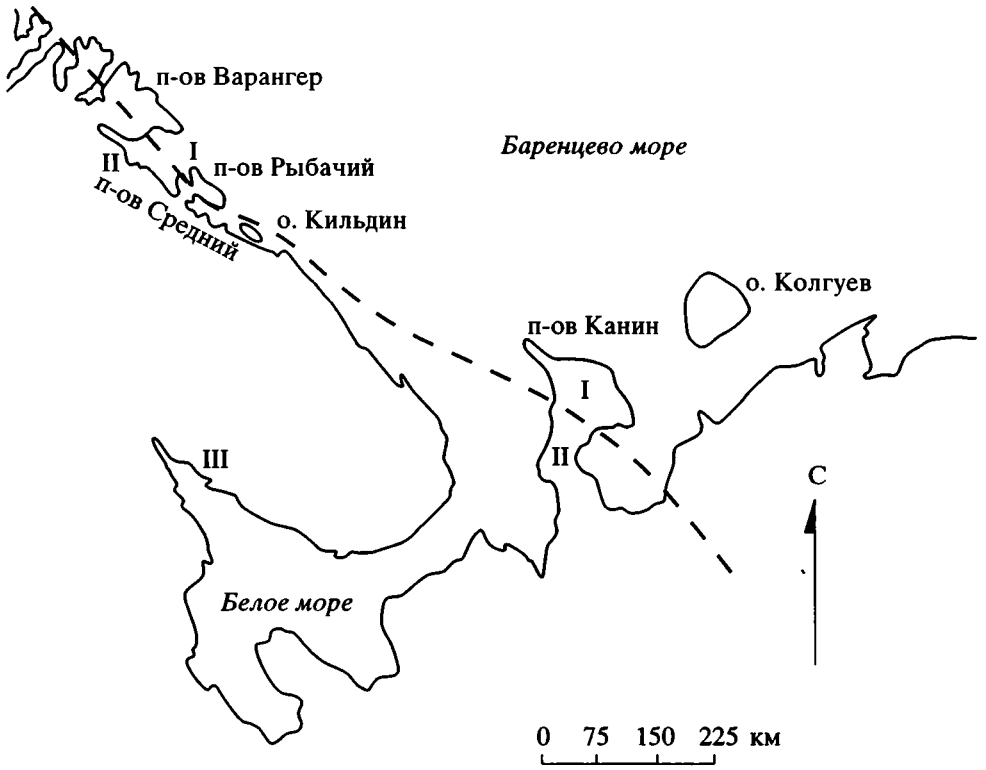


Рис. 3. Положение крупного линеамента Трольфиорд–Комагелов–Рыбачий–Кильдин–Канин (Линия Соколова), трассирующего край верхнепротерозойского континента в Баренцевоморском регионе.
Линия обозначена пунктиром. Римскими цифрами помечены структурно-фациальные зоны: I – Баренцси–Рыбачий; II – Тана–Кильдин; III – Терская.

мент отделяет район хребта Пае (Канин Камень) от района мысов Лудоватых и уходит в сторону Тимана. Данная структура выражается системами разрывных нарушений, сопровождаемых складками разного масштаба. Имеющиеся данные показывают, что в позднем протерозое она имела конседиментационный характер и отделяла край континента от активного континентального склона. Выявлению и определению сущности этой структуры способствовали многолетние исследования А. Сидлецкой (Siedlecka, 1975, 1995), которая в своих публикациях на эту тему ссылалась на работы А.А. Полканова, Л.Я. Харитонова, Н.С. Шатского, Б.М. Келлера, Б.С. Соколова как на первоисточник идеи. Впервые рассматриваемый линеамент в его современных контурах был выделен Б.С. Соколовым (1964) в качестве северной границы Русской платформы в позднем докембрии. Поэтому мы предлагаем назвать этот линеамент "линией Соколова". Структурно-фациальная зона, лежащая к северо-востоку от этой линии, далее в тексте упоминается как зона Баренцси–Рыбачий (I на рис. 3), а лежащая к юго-западу (II – на рис. 3) – как зона Тана–Кильдин. Третья – Терская зона, тяготеет к тектонической линии Кандалакшского залива и по своим особенностям стоит ближе к зоне Тана–Кильдин, отличаясь еще более спокойным залеганием толщ, а также присутствием палеозойских щелочных интрузий.

Главными особенностями зоны Тана–Кильдин в пределах как российской, так и норвежской территорий являются следующие: 1 – развитие терригенных и карбонатных пород верхних частей разреза верхнего протерозоя (верхней части верхнего рифея и венда) в мелководных и прибрежных фациях (серии Вадсё, Танафиорд, Вестертана, кильдинская и волоковая); 2 – трансгрессивное налегание верхнерифейских пород на архейское основание без признаков глубокого выветривания последнего; 3 – широкое развитие высокодифференцированных силикокластических пород, например, кварцевых песчаников; 4 – слабое проявление в породах катагенетических изменений; 5 – ограниченное проявление деформаций и гидротермальных изменений пород.

Ведущими особенностями зоны Баренцси–Рыбачий являются: 1 – присутствие, а на п-ве Рыбачьем исключительное распространение турбидитных ассоциаций верхнего рифея, в том числе нижних его горизонтов (формация Конгсфиорд, серии эйновская и баргоутная) и отсутствие на-

блюдаемой нижней границы этих толщ; 2 – распространение на п-ве Варангер и более молодых верхнерифейских и вендских толщ (верхи серии Баренцси, серии Леквикфьеллет); 3 – интенсивное проявление в породах катагенетических изменений; 4 – значительные тектонические деформации (мелкие складки, кливаж) и довольно широкое развитие проявлений кварцевых и карбонат-кварцевых жил альпийского типа.

Необходимо подчеркнуть ключевое значение норвежской части зоны Баренцси–Рыбачий (субзоны Баренцси) для решения главных вопросов стратиграфии и корреляции верхнего протерозоя всего Баренцевоморского региона. Это связано, как отмечено выше, во-первых, с присутствием здесь как нижних толщ верхнепротерозойского разреза (формация Конгсфиорд – вероятный аналог баргоутной серии п-ва Рыбачьего), так и более молодых толщ этого разреза (формации Баснеринг, Батсфиорд и Тивьерьелль), сопоставимых с кильдинской серией. Во-вторых, в рассматриваемом районе норвежскими геологами установлены нормальные стратиграфические соотношения названных толщ, несомненно указывающие на то, что аналоги отложений, развитых на п-ве Рыбачий, располагаются в основании общего разреза субзоны Баренцси, а аналоги кильдинской серии стратиграфически перекрывают их и сменяются вверх по разрезу вендскими толщами серии Лаквикфьеллет (Siedlecka A., 1975, 1985; Siedlecka A., Siedlecki S., 1967, 1971).

Таким образом, переход от Терской зоны к зоне Тана–Кильдин и далее к зоне Баренцси–Рыбачий, судя по составу и строению верхнепротерозойских толщ, отражает переход от зоны внутриконтинентального осадконакопления к краевой зоне континента и далее к зоне активного континентального склона, в пределах которого высокая тектоническая активность проявлялась и в поствендское время на всем протяжении от Танафиорда до хр. Пае на п-ве Канин (Предовский, 1971; Roberts, 1972, 1993).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Приводимая схема расчленения верхнего протерозоя (верхнего рифея и венда) Кольского побережья учитывает все известные материалы по пограничным территориям России и Норвегии, в том числе полученные авторами в ходе совместных работ с норвежскими геологами. Использованная номенклатура пород основана на их петрографическом и петрохимическом изучении в соответствии с методикой А.А. Предовского (1980).

Эйновская серия, развитая на перешейке п-ов Среднего и Рыбачьего и на п-ве Рыбачьем, начинает рифейский разрез рассматриваемого района (рис. 4) и делится на три свиты – мотовскую, лонскую и перевальную.

Мотовская свита (видимая мощность до 350 м) распространена на перешейке п-вов Среднего и Рыбачьего и на мысе Мотка п-ва Рыбачьего, где она тектонически сближена с различными свитами кильдинской серии. Вдоль этой зоны сближения, являющейся частью "линии Соколова", мотовская свита обнажается только к северо-востоку от нее, а кильдинская и волоковая серии – к юго-западу. В составе мотовской свиты господствуют недифференцированные отложения – переслаивающиеся грубые кварцито-песчаники субграувакового и граувакового типов, брекчии и полимиктовые, преимущественно гранитоидные валунно-галечные конгломераты, переходящие вверх по разрезу в мелкогалечные конгломераты, гравелиты и песчаники.

Лонская свита (700 м) содержит конгломераты, гравелиты, субграувакковые и граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже тонкие прослои глинистых известняков и мергелей, а вышележащая перевальная свита (до 2000 м) сложена однородными грубозернистыми граувакковыми и субграувакковыми песчаниками и гравелитами.

Баргоутная серия, развитая на п-ве Рыбачьем в единой последовательности включает три свиты – майскую, зубовскую и ципнаволокскую (рис. 4). Кроме того, к этой серии обычно относят так называемую скарбеевскую свиту, которая обнажается в обособленном тектоническом блоке и, по-видимому, коррелируется с ципнаволокской (рис. 4).

Майская свита (250 м), по данным В.З. Негруцы (1971), сложена граувакковыми песчаниками и гравелитами, сходными с развитыми в перевальной свите эйновской серии, а также валунно-галечными конгломератами. Близкая ей по составу зубовская свита (500 м) сложена чередующимися полимиктовыми песчаниками, гравелитами и аспидными сланцами, иногда содержащими карбонатное вещество; для пород характерны оползневые складки и глинистые окатыши. Завершающая разрез п-ва Рыбачьего ципнаволокская свита (до 250 м) отличается от зубовской отсутствием песчаников, появлением редких карбонатных пород, темной окраской сланцев и их обильной пиритовой минерализацией. В целом для ципнаволокской свиты характерно широкое развитие граувакковых кластолитов песчаной и алевролитовой размерности, весьма ограниченное распространение аргиллитов, обилие хлорита в цементе песчаников и алевролитов, а также отсутствие повышенных концентраций органического углерода в темных алевролитах и аргиллитах. Коррелируемая с ципнаволокской скарбеевская свита (видимая мощность до 500 м) состоит из полимиктовых песчаников, темно-серых алев-

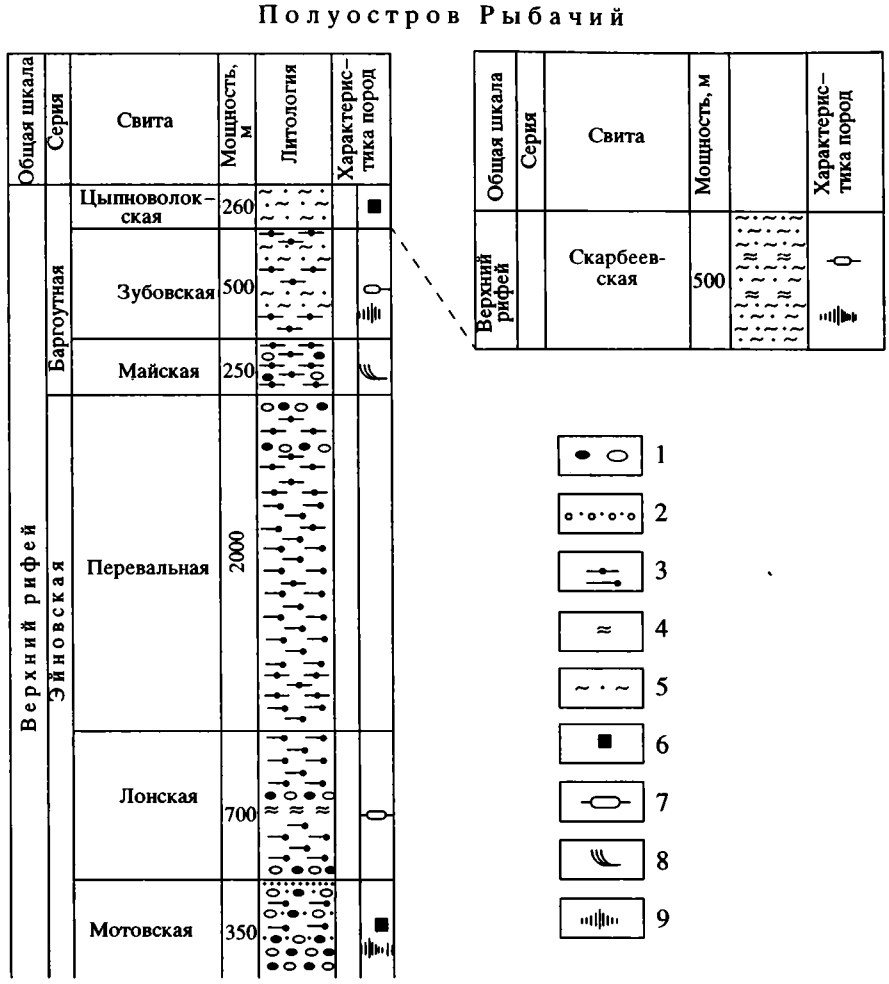


Рис. 4. Литостратиграфический разрез верхнепротерозойских пород полуострова Рыбачьего.
1 – полимиктовые, преимущественно гранитоидные конгломераты и гравелиты; 2 – субграувакки и аркозовые песчаники; 3 – граувакки и алевропесчаники; 4 – гидрослюдистые аргиллиты; 5 – алевролиты, преимущественно граувакового состава с гидрослюдисто-хлоритовым цементом; 6 – сингенетические и диагенетические сульфиды железа, преимущественно пирит; 7 – конкреции (карбонатные и карбонатно-глинистые); 8 – косая слоистость; 9 – оползневые структуры.

ролитов, аргиллитов, мергелей и известняков, среди которых наблюдаются прослои черных и темно-серых сланцев, а также линзы мелко- и среднегалечных конгломератов (Негруца, 1971).

В целом, эйновская и баргоутная серии п-ва Рыбачьего характеризуются широким развитием осадков турбидитного типа, что свидетельствует о высокой динамике процессов сноса и накопления осадочного материала.

Кильдинская серия, развитая на п-ве Среднем и о. Кильдин, в южной части п-ва Среднего (Люткевич, Харитонов, 1958; Негруца, 1971; Любцов, 1973, 1975), резко несогласно залегает на породах кристаллического фундамента, не несущих признаков поверхностного выветривания. На п-ве Среднем (рис. 5) в разрезе серии выделяются шесть хорошо картируемых свит (Любцов и др., 1989), нижние две из которых в схеме В.З. Негруцы (1971) описаны как единая пяряярвинская свита.

Базальная кутовская свита (40 м) слагается в основном кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, в поровом цементе которых присутствуют тонкий гидрослюдистый материал, доломит и глауконит. Вышележащая иерновская свита (200 м) представлена главным образом песчаниками, среди которых преобладают грауваккковые и субграувакковые разновидности, в подчиненном количестве присутствуют аркозы, а у кровли свиты появляются прослои темных гидрослюдистых аргиллитов, алевролитов и песчаников с карбонатными конкрециями. Выше по разрезу располагается палвинская свита (160 м), которая представляет собой чередование двенадцати горизонтов в 1.0–6.0 м массивных, плотных, крупнозернистых кварцитов и менее мощных пластов песчаников, алевропелитов и алевролитов, содержащих тон-

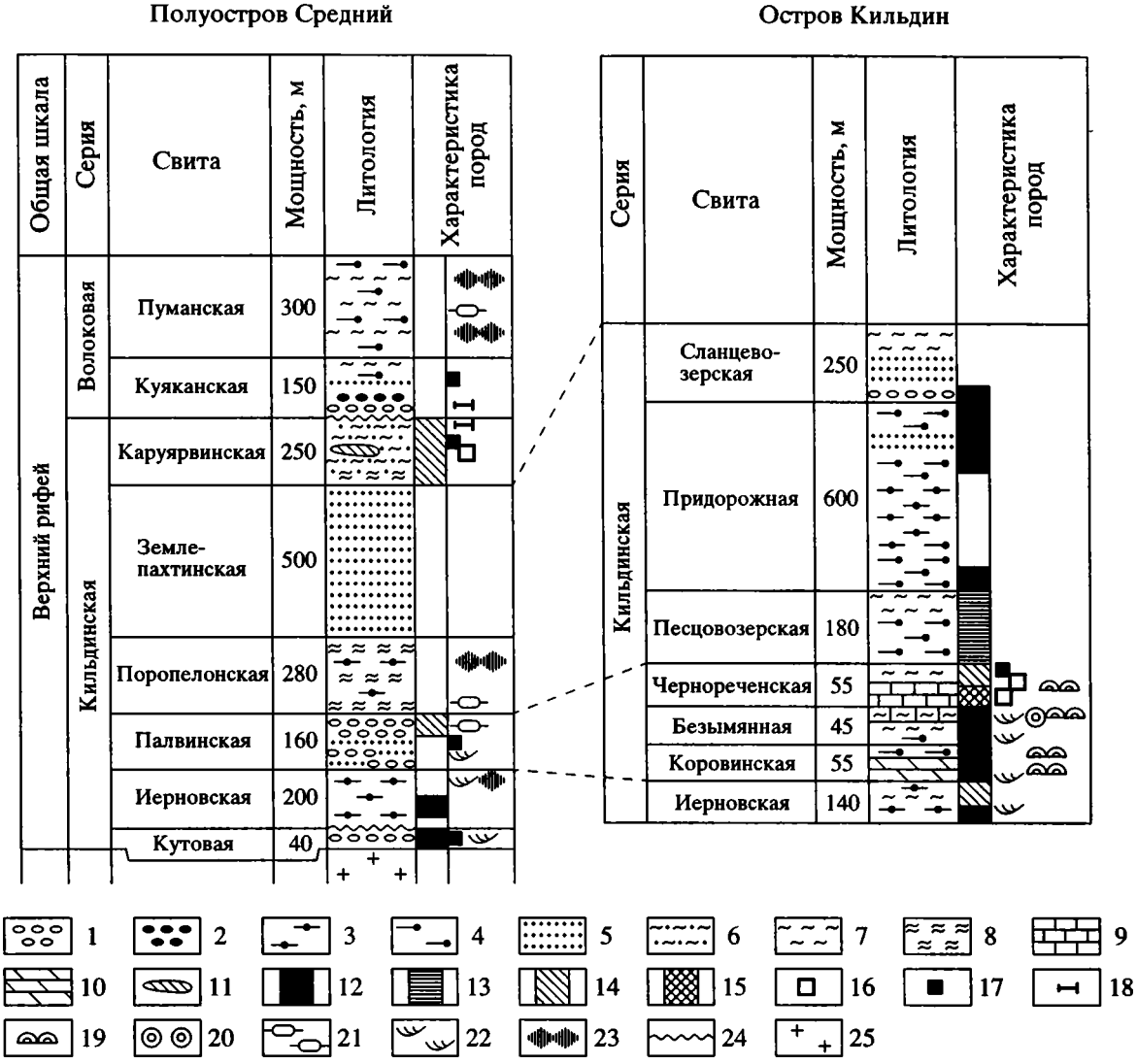


Рис. 5. Литостратиграфические разрезы и корреляция верхнего протерозоя полуострова Среднего и о. Кильдина. Составлен В.В. Любцовым, А.А. Предовским, с использованием данных В.З. Негруцы (1971) и В.В. Любцова (1975; Любцов и др., 1978).

1 – кварцевые песчаники и гравелиты; 2 – аркозовые и полевошпат-кварцевые песчаники и гравелиты; 3 – граувакковые песчаники и алевропесчаники; 4 – субграувакковые песчаники; 5 – субграувакковые и аркозовые песчаники; 6 – алевролиты, преимущественно субграувакковые и граувакковые с гидрослюдистым цементом; 7 – гидрослюдистые аргиллиты (пелитовые и алевропелитовые); 8 – гидрослюдистые аргиллиты в виде устойчивых горизонтов; 9 – известняки и доломитистые известняки; 10 – доломиты и известковые доломиты; 11 – линзы карбонатных пород и мергелей; 12 – уровни устойчивого проявления глауконита; 13 – сероцветные отложения с отдельными горизонтами и прослоями пестроцветных; 14 – уровни развития пестроцветных отложений; 15 – красноцветы; 16 – сингенетический гематит и другие окислы железа в породах; 17 – сингенетические и диагенетические сульфиды железа, обычно пирит; 18 – проявления фосфатоносности (конкреции, гальки и фосфаты в цементе); 19 – строматолиты; 20 – онколиты; 21 – конкреции (карбонатные и карбонатно-глинистые); 22 – косая слоистость разных типов; 23 – подводнооползневые деформации; 24 – поверхности перерывов и размыва; 25 – гранитоиды дорифейского основания.

кие прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Для кварцитов характерно высокое содержание кремнезема (85–98%) и присутствие в цементе карбонатного вещества и глауконита.

Более молодая поропелонская свита (280 м), представленная массивными песчаниками с карбонатным цементом, прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов и алевролитов, вверх по разрезу по резной границе сменяется землепахтинской свитой (500 м), топоморфными для которой являются крупнокосослоистые песчаники, обладающие характерной желтовато-серой окраской, а иногда и высоким (2–5%) содержанием диоксида титана в отдельных тонких прослоях.

В нижних 10–15 м свиты залегает пласт гравелитовых конгломератов мощностью 2.5–3 м с гальками черных аргиллитов и мелкими желваками фосфоритов. Венчает разрез свиты каруярвинская свита, которая обнажается только на северо-восточном и западном побережьях п-ва Среднего, а также в среднем течении р. Выкат. Свита представлена чередованием красноцветных субграувакковых карбонатных песчаников, алевролитов, аргиллитов и подчиненным количеством серых и пестроцветных доломитов. Характерно чередование красноцветных и серо-зеленых прослоев. На западе п-ва Среднего (рис. 1) отложения верхней части каруярвинской свиты прослеживаются вдоль береговой полосы к северу на расстояние 2.5–3 км, что свидетельствует об отсутствии серьезного углового несогласия между кильдинской и волоковой сериями при наличии несомненного перерыва между ними.

Кильдинская серия о. Кильдина разделяется на ряд местных свит с собственными названиями (рис. 5), которые сопоставимы со свитами п-ва Среднего (Любцов и др., 1978). Корреляция опирается на литостратиграфические критерии, в частности, на наличие на сопоставимых уровнях продуктов значительной осадочно дифференциации – кварцевых песчаников, карбонатсодержащих и карбонатных отложений, на сходство в характере чередования близких по составу пород и подобие условий осадконакопления. Особенно привлекательны для корреляции отложения, которые сформировались в условиях высокой стабилизации тектонического режима и связанной с этим высокой дифференциацией осадочного вещества. Однако фациальная изменчивость близких по возрасту толщ вдоль и вкрест линии Соколова затрудняет их корреляцию по прямым литологическим признакам.

Из общей последовательности семи свит, выделяемых в кильдинской серии на о. Кильдин, четыре нижние свиты – иерновская, коровинская, безыменская и чернореченская – обнажены в прибрежной полосе на юге острова, а три верхние – песцовоозерская, придорожная и сланцевоозерская – слагают основную, возвышенную часть острова.

Залегающая в видимом основании серии песчано-глинистая иерновская свита обнажена только в верхней своей части, а главная ее часть была вскрыта скважиной А.А. Богдановым и П.А. Гурвичем в 1933–1934 гг. (Люткевич, Харитонов, 1958). Вышележащая коровинская свита (55 м) представлена алевропесчаниками с линзами глауконитовых песчаников и пластами строматолитовых известняков и доломитов, содержащих довольно богатый набор таксонов, составляющих палеонтологическую характеристику одного из строматолитовых горизонтов верхнего рифея северо-западной России (Крылов, Любцов, 1976; Raaben, Lyubtsov, 1993; Raaben et al., 1995). Следующая выше в разрезе безымянная свита (45 м) содержит субграувакковые алевролиты и алевропесчаники с прослоями глауконитовых песчаников, онколитовых, а в верхней части и строматолитовых доломитов.

Граница безымянной и согласно налегающей на нее чернореченской свиты разделяет отложения, различные не только по составу, но и по окраске. В составе чернореченской свиты (55 м) доминируют красноцветные внизу и пестроцветные вверху алевропелиты, алевролиты, алевропесчаники, песчаники, а также аргиллиты, в отдельных прослоях в 1–3 м обогащенные известковистым материалом ($CaCO_3$ от 5 до 30%). Кроме того, в составе свиты присутствуют небольшие прослои известняков, а в средней части – строматолитовых доломитов. Пестрой окраской отличается и вышележащая песцовоозерская свита (180 м). Это субграувакковые и граувакковые глинистые алевропесчаники, песчаники и аргиллиты, часто обладающие обильным серицитовым или пятнистым доломитовым цементом. Характерно присутствие глауконитовых кварцевых песчаников и красноцветных песчанистых доломитов с глинистой примесью. Вверх по разрезу эти породы сменяются мощной (до 600 м) однообразной толщей придорожной свиты, которая сложена субграувакковыми, граувакковыми и аркозовыми песчаниками, окрашенными в серые и зеленовато-серые тона и содержащими у основания и в верхней части заметную примесь глауконита. Наконец, венчающая разрез кильдинской серии на о. Кильдин сланцевоозерская свита (250 м) характеризуется господством неравномернозернистых субграувакковых, аркозовых, полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников, в основании которых видны следы многократных перемывов осадка и россыпного накопления рудных минералов.

Волоковая серия, развитая в северо-западной части полуострова Среднего (рис. 1, 5), во всех наблюдавшихся нами случаях налегает на верхние пестроцветы каруярвинской свиты и распространена в северо-западной части полуострова Среднего. Серия делится на две свиты – куяканскую и пуманскую (Негруца, 1971). В основании серии наблюдаются ясные следы размыва.

Куяканская свита (150 м) сложена крупнозернистыми аркозовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками и более редкими кварцевыми гравелитовыми песчаниками, среди которых в нижней части свиты залегают прослои конгломератов и брекчий, а в верхней части – пласты субграувакковых песчаников с прослоями алевропелитов. В северо-восточной части п-ва Среднего наблюдается резкий контакт между пестроцветными породами верхов кильдинской серии и отложениями волоковой серии (куяканской свиты) – сероцветны-

ми существенно кварцевым гравелитовым песчаником с линзами и прослоями конгломератов, которые содержат остроугольные фрагменты каруярвинских пород, мелкие гальки кварца, окатанные конкреции фосфоритов и обломки гранитных пород. Гравелитовые кварцевые песчаники куяканской свиты проникают в трещины между раздвинутыми и частично перемещенными блоками пестроцветов каруярвинской свиты. Выше в разрезе базального горизонта волоковой серии грубообломочный материал слагает прослои, имеющие черты сходства с олистостромами (Любцов и др., 1978). Завершающая разрез рассматриваемых отложений пуманская свита (300 м) представлена ритмично чередующимися горизонтами субграувакковых песчаников и алевропелитовых сланцев. Общим характерным признаком волоковой серии в целом являются следы подводно-оползневых деформаций и периодически возрастающей гидродинамики среды осадконакопления.

С описанными верхнерифейскими и вендскими отложениями хорошо сопоставляются отдельные фрагменты их последовательности, вскрытые на других участках Кольского побережья – на Айновых островах (верхи кильдинской и низы волоковой серии) и на плохо обнаженных участках побережья п-ва Средний и о. Кильдин (аналоги кильдинской серии).

Особняком стоят верхнепротерозойские отложения южного – Терского берега Кольского полуострова. Здесь обнажаются ритмичнослоистые существенно грауваккковые песчаники турьинской свиты Турьева мыса, обычно предположительно относимые к среднему рифею, а также выделенные Э.И. Сергеевой (1973) типично платформенные красноцветные и пестроцветные алевролиты и песчаники терской свиты, относящиеся, видимо, к нижней части верхнего рифея, и сопоставимые с кильдинской серией верхней части верхнего рифея красноцветы чапомской свиты (Коноплева, Фандерфлит, 1976; Тимофеев, 1969; Любцов и др., 1989).

ВОЗРАСТ И КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Радиометрические данные о возрасте рассмотренных отложений Кольского побережья ограничены несколькими K-Ar и Rb-Sr датировками осадочных минералов (Samuelsson, 1995). K-Ar определения возраста глауконита из пород кильдинской серии лежат в пределах 1059–619 млн. лет, а K-Ar датировки глауконита и Rb-Sr определения иллита из волоковой серии составляют 900–670 млн. лет. Аналогичные определения эйновской и баргоутной серий лежат в более узких пределах – 887–715 млн. лет и вероятно в какой-то мере "омоложены" в связи с проявлениями байкальских событий в зоне Баренцси–Рыбачий. Таким образом, радиометрические данные подтверждают позднерифейско-вендский возраст отложений в целом, но не дают оснований для более детальных выводов.

Значительно больше в этом отношении дает изучение органостенных микрофоссилий (Любцов и др., 1989; Samuelsson, 1995). Взаимно согласующиеся результаты этих исследований показывают, что кильдинская и волоковая серии относятся к верхнему рифею, причем состав таксонов из каруярвинской свиты верхов кильдинской серии и волоковой серии предполагают принадлежность этих отложений к верхним горизонтам названной эратемы. Эйновская и баргоутная серии также содержат верхнерифейские микрофоссилии, но, как это выяснено теперь, занимают более низкое стратиграфическое положение по сравнению с кильдинской серией и, следовательно, относятся к нижним горизонтам верхнего рифея.

Сравнительное изучение строматолитов в протяженной полосе от Порсангера на западе до п-ва Канина на востоке (Raaben et al., 1995) позволило проследить здесь ряд характерных ассоциаций этих фитолитов и показать, что нижняя часть людиковатской свиты п-ва Канин соответствует нижнему, минкскому горизонту верхнего каратавия (верхней части верхнего рифея), тогда как верхняя часть только что названной свиты, коровинская свита кильдинской серии и, вероятно, доломиты Порсангер относятся к нижней части более молодого сулеймановского горизонта верхнего каратавия, а формация Грасдааль серии Танафиорд принадлежит верхней части данного горизонта, составляющего главную по объему нижнюю часть верхнего каратавия. Строматолиты терминального каратавия – наиболее высоких горизонтов типовой последовательности верхнего рифея – в описанном районе не обнаружены (Raaben et al., 1995).

Детальное сопоставление разрезов рифея и венда Баренцевоморского региона – дело будущего, а современные представления о корреляции отложений Кольского побережья и Северной Норвегии (п-ов Варангер), основанные на совместных работах с норвежскими геологами (Siedlecka et al., 1992a, 1992b), отражены в таблице с учетом наличия трех упоминавшихся выше позднепротерозойских структурно-формационных зон.

При рассмотрении этой таблицы видно, что породные ассоциации ранних, тектонически наиболее активных этапов осадконакопления (формация Конгсфиорд и серии эйновская и баргоутная) отличаются широким развитием граувакк в турбидитных парагенезисах. По этому показателю с ними можно условно сопоставить и нижний член верхнепротерозойского разреза Терской зоны – турьинскую свиту. Все названные толщи,

Схема корреляции верхнепротерозойских отложений Кольского побережья и п-ва Варангер с учетом структурно-фациальных зон

Общая шкала	Зона Баренцси–Рыбачий				Зона Тана–Кильдин						Терская зона
	субзона Баренцси		субзона Рыбачий		субзона Тана		субзона Средний		субзона Кильдин		
	группы	формации	серии	свиты	группы	формации	серии	свиты	серии	свиты	свиты
Вend	Лаквикфьеллет	Скиднефьеллет, Стордальселва, Скьергерднесет, Стирет, Сандфиорд			Вестертана	Брейвика, Сталлоедде, Мортенснес, Ниборг, Смолфиорд					
							Волоковая	Пуманская Куяканская			
Верхний рифей	Баренцси	Тивьёфьелль Батсфиорд Баснеринг			Вадсё Танафиорд	Грасдален, Жанглечерро, Вагге, Гамасфьеллет, Дакковаре, Стангенесс, Грённесет, Эккерей, Толнеселва, Паддеби, Андерсби, Фуглебергет, Клубнасен, Вейнесбот	Кильдинская	Каруярвинская, Землепахтинская, Поропелонская, Палвинская, Иерновская, Кутовая		Сланцевозерская, Придорожная, Песцовозерская, Чернореченская, Безымянная, Коровинская, Иерновская	Чапомская
		Конгсфиорд	Баргоутная	Цыпнаволокская (и скарбеевская) Зубовская Майская							Терская (условно)
			Эйновская	Перевальная Лонская Мотовская							Турьинская (условно)

кроме того, отличаются полным отсутствием красноцветов. Вместе с тем, обращает на себя внимание, что отложения рассматриваемых ранних этапов развития не установлены в обнаженной части зоны Тана–Кильдин. Вопрос об их наличии на глубине в данной зоне может быть решен с помощью бурения в северной части п-ва Среднего (рис. 2).

Толщи, формировавшиеся позднее, во второй половине позднего рифея, развиты более широко. Они присутствуют по существу по всей зоне Тана–Кильдин, предполагаются в Терской зоне и устанавливаются в субзоне Баренцси зоны Баренцси–Рыбачий, но отсутствуют в субзоне Рыбачий только что названной зоны. Рассматриваемую часть общего разреза составляют (таблица) верхняя половина серии Баренцси, а также серии Вадсё, Танафиорд, кильдинская и отчасти волоковая серии. Для этих отложений характерно несогласное налегание на породы фундамента (в зоне Тана–Кильдин), наличие признаков прерывистой седиментации и присутствие высокодифференцированных осадков – кварцевых песчаников, серицитовых аргиллитов, карбонатов, в том числе строматолитовых, свидетельствующих о стабилизации тектонического режима (Предовский, 1980) и о принадлежности этих толщ к определенному этапу развития региона. Еще одна характерная особенность рассматриваемых толщ – широкое развитие пестроцветных и красноцветных пород. Видимо, существенная детализация сопоставлений перечисленных серий субзон Тана, Средний и Баренцси была бы возможна с применением петрогеохимических и минералогических методов.

Относящиеся к венду наиболее высокие горизонты рассматриваемых отложений развиты в субзоне Баренцси зоны Баренцси–Рыбачий, в субзоне Тана, а отчасти в субзоне Средней зоны Тана–Кильдин (таблица). Это серии Леквикфоеллет, Вестертана и вероятно верхняя часть волоковой серии. На норвежской территории данные отложения содержат два горизонта классических тиллитов, а на российской – проявление подводно-оползневых деформаций (Любцов и др., 1989). Вендский возраст рассматриваемых толщ наиболее строго доказан норвежскими геологами для района п-ва Варангер (Siedlecka, Roberts, 1992; Samuelsson, 1995), а применительно к верхней части волоковой серии п-ва Средний этот вопрос остается открытым.

Изложенные данные показывают, что в начале позднего рифея в описанном регионе в обстановке высокой тектонической активности после длительного континентального перерыва происходило накопление турбидитных толщ на активном континентальном склоне, в основном в зоне Баренцси–Рыбачий. Позднее, во второй половине позднего рифея, область накопления осадков сместилась на юго-запад, и процессы седиментации охватили зону Тана–Кильдин и субзону Баренцси зоны Баренцси–Рыбачий. Осадки накапливались здесь преимущественно в обстановке общей стабилизации тектонического режима и усиления осадочной дифференциации. В венде на заключительном этапе позднепротерозойского развития в условиях резкого похолодания климата и активизации рельефа на западе рассмотренного района отлагались ледниковые комплексы (Чумаков, 1974), которые позднее сменились морскими силикокластическими отложениями, накопление которых происходило в фоне частичных инверсионных движений в зоне Баренцси–Рыбачий и формирования специфических тектонических черт этой зоны (Предовский, 1971; Roberts, 1972, 1993).

Авторы с признательностью вспоминают совместную работу с А. Сидлецкой и Д. Робертсом, неизменную благожелательную поддержку директора Норвежской геологической службы Б. Стюрта.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Номер гранта 97-05-64874.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Келлер Б.М., Соколов Б.С. Поздний докембрий севера Мурманской области // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133. № 5. С. 1154–1157.

Келлер Б.М., Копелиович А.В., Соколов Б.С. Полуострова Рыбачий, Средний и остров Кильдин // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 103–113.

Коноплева Н.Г., Фандерфлит Е.К. Аналоги пачелмской серии на севере Русской платформы // Палеонтология докембрия и раннего кембрия (тез. докл. Всесоюзн. Симпоз.). Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1976. С. 145–148.

Коноплева Н.Г. Расчленение и корреляция верхнерифейских и вендских отложений Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 11. С. 50–61.

Крылов И.Н., Любцов В.В. Строматолитовые биогермы о. Кильдин // Природа и хозяйство Севера. Вып. 4. Мурманск: Мурманск. кн. изд-во, 1976. С. 50–56.

Любцов В.В. К литологии и геохимии рифейских отложений северо-запада Кольского полуострова // Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973. С. 251–254.

Любцов В.В. Основные этапы седиментации кильдинской серии верхнего рифея северо-запада Кольского полуострова // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 1. М.: Недра, 1975. С. 225–231.

Любцов В.В. Литостратиграфия и микрофоссилии рифея и венда северо-запада Кольского полуострова // Геохимия и условия формирования осадочных толщ докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Геол. ин-т КНЦ АН СССР. 1980. С. 97–114.

Любцов В.В., Гендлер В.Е., Предовский А.А. Черты геологии и корреляции верхнего рифея и венда северо-запада Кольского полуострова // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляции. Апатиты: Геол. ин-т КНЦ АН СССР. 1978. С. 122–129.

Любцов В.В., Павлова М.А., Петерсилье И.А. Распределение органического вещества и газов в осадочно-метаморфических породах верхнего протерозоя и палеозоя Кольского полуострова. Апатиты: Геол. ин-т КНЦ АН СССР. 1981. 25 с.

Любцов В.В., Михайлова Н.С., Предовский А.А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Геол. ин-т КНЦ АН СССР, 1989. 129 с.

Люткевич Е.М., Харитонов Л.Я. Докембрийские отложения полуострова Рыбачьего, Среднего и острова Кильдина // Геология СССР. Т. XXVII, Мурманская обл., ч. 1. Геологическое описание. М.: ГОНТИ, 1958. С. 361–370.

Негруца В.З. Стратиграфия гиперборейских отложений полуострова Среднего, Рыбачьего и острова Кильдина // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1971. Т. 175. С. 153–186.

Предовский А.А. Об одной важной особенности структуры северо-западной части хребта Пае (полуостров Канин) // Природа и хозяйство Севера. Вып. 2. Ч. 2. Апатиты: Изд. Сев. филиала Геогр. об-ва СССР, 1971. С. 18–26.

Предовский А.А., Мележик В.А., Болотова В.И., Любцов В.В. и др. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 185 с.

Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

Сергеева Э.И. Главные черты строения сводного разреза позднего докембрия Кольского полуострова // Некоторые вопросы геологии Карело-Кольского региона. Тематический сборник научных трудов. М.: Наука, 1973. С. 3–15.

Соколов Б.С. Поздний докембрий // История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М.: Недра, 1964. С. 15–24.

Тимофеев Б.В. Сфероморфиды протерозоя. Л.: Наука, 1969. 146 с.

Чумаков Н.М. Лапландское оледенение. Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974. С. 71–96.

Raaben M.E., Lyubtsov V.V. Stromatolites of Kildin Island, Kanin Peninsula (Russia) and in the Grasdalen Formation and Porsanger Dolomite (Northern Norway) // Ist Intern. Barents Symposium. Oct. 1993, Kirkenes, Norway. Abstracts. 1993. P. 28.

Raaben M.E., Lyubtsov V.V., Predovsky A.A. Correlation of stromatolitic formations of northern Norway (Finnmark) and northwestern Russia (Kildin Island and Kanin Peninsula) // Nor. geol. unders. Special Publ. 7. 1995. P. 233–246.

Roberts D. Tectonic deformation in the Barents Sea Region of the Varanger Peninsula, Finnmark // Nor. geol. unders. 1972. V. 282. P. 1–39.

Roberts D. Aspects of the structural geology of Rybachi and Sredni peninsulas and some comparisons with Varanger Peninsula // Ist Intern. Barents Symposium. Oct. 1993, Kirkenes, Norway. Abstracts. 1993. P. 31.

Samuelsson I. Palaeobiology and biostratigraphy of early Neoproterozoic strata in Northwest Baltica // Uppsata University, Inst. of Earth Sciences. 1995. P. 96.

Siedlecka A. Late Precambrian stratigraphy and structure of the north-eastern margin of the Fennoscandian Shield (East Finnmark – Timan Region) // Nor. geol. unders. 1975. Bull. 316. P. 313–348.

Siedlecka A. Development of the Upper Proterozoic sedimentary basins of the Varanger Peninsula, East Finnmark, North Norway // Geol. Surv. Finland. 1985. Bull. 331. P. 175–185.

Siedlecka A. Neoproterozoic sedimentation on the Rybachi and Sredni peninsulas and Kildin Island, NW Kola, Russia // Nor. geol. unders. 1995. Bull. 427. P. 52–55.

Siedlecka A., Roberts D. The bedrock geology of Varanger peninsula, Finnmark, North Norway: an excursion quide // Nor. geol. unders. 1992. Spec. publ. 5. 45 p.

Siedlecka A., Roberts D., Lyubtsov V., Negrutsa V. Scientific research exchange programme on the Upper Proterozoic geology of the Varanger Peninsula, Rybachi and Sredni peninsulas, Kildin Island, Bolshoi Aynov and Malyi Aynov island // Report from the joint fieldwork on the Norwegian and Russian sides of the national border, August 1–17. 1990. NGU Rep. 92.320. 1992a. 12 p.

Siedlecka A., Roberts D., Torsvik T., Lyubtsov V., Negrutsa V., Predovsky A. Scientific research exchange programme on the Upper Proterozoic geology of the Varanger Peninsula, Rybachi and Sredni peninsulas, Kildin Island, Bolshoi Aynov and Malyi Aynov islands // Report from the joint fieldwork on the Norwegian and Russian sides of the national border, August 1–19. 1991. NGU Rep. 92.321. 1992b. 12 p.

Siedlecka A., Siedlecka S. Some new aspects of the geology of Varanger Peninsula (Northern Norway) // Nor. geol. unders. 1967. Bull. 247. P. 288–306.

Siedlecka A., Siedlecka S. Late Precambrian sedimentary rocks of the Tanafjord–Varangerfjord region of Varanger Peninsula, Northern Norway // Nor. geol. unders. 1971. Bull. 269. P. 246–194.

Рецензенты Н.М. Чумаков, М.А. Семихатов

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1998, том 6, № 3, с. 29–42

УДК (564.53.58:561+581.33)551.762.22.23.(470.1/25)

ПАРАЛЛЕЛЬНЫЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ БОРЕАЛЬНОГО БАТА И КЕЛЛОВЕЯ ПЕЧОРСКОГО СЕВЕРА КАК ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫХ КОРРЕЛЯЦИЙ

© 1998 г. С. В. Меледина, В. И. Ильина, Т. И. Нальняева

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 630090 Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия

Поступила в редакцию 14.10.96 г., получена после доработки 17.09.96 г.

Приведены результаты изучения аммонитов, белемнитов, цист динофлагеллат из бата и келловея Печорского Севера с целью разработки детальной стратиграфии и межрегиональных корреляций этих отложений в пределах севера Западной Европы и Сибири. Благодаря положению Печорского бассейна в юре на границе Арктической и Бореально-Атлантической палеобиогеографических областей разрезы бата и келловея Печорского Севера заключают фауну из смежных областей и потому являются связующими между Сибирью и Западной Европой. На основе послойного изучения разрезов на притоках р. Печора разработаны зональные шкалы бата и келловея по аммонитам, белемнитам и диноцистам. Аммонитовая шкала, состоящая из одиннадцати биостратонов, скоррелирована с западноевропейским стандартом и зональной шкалой Восточной Сибири. По наличию общих видов в Печорском бассейне установлены аналоги некоторых зон стандарта: zigzag, herveyi, calloviense, athleta и lamberti. Другие биостратоны, охарактеризованные только арктическими видами, сопоставлены с зональными подразделениями бата и келловея Восточной и Западной Сибири. Предложена зональная шкала бата и келловея по белемнитам. Она включает пять биостратонов, отвечающих среднему бату, нижнему, среднему и верхнему келловею; увязана с региональной аммонитовой шкалой и скоррелирована с зональной белемнитовой шкалой Восточной Сибири.

В бат-келловейской последовательности комплексов диноцист установлено семь биостратонов в ранге динозон и слоев с диноцистами. Проведено сопоставление комплексов диноцист бата и келловея Печорского Севера и других регионов Русской платформы, севера Сибири с динофлагелатовыми шкалами юры Северо-Западной Европы и Арктической Канады. Схема зонального расчленения батских и келловейских отложений Печорского Севера, состоящая из трех взаимноувязанных шкал по аммонитам, белемнитам и диноцистам, предложена в качестве биостратиграфической основы для межрегиональных корреляций на обширной территории Северной Евразии, арктических регионов и Америки. Описаны два вида аммонитов Cadoceras pishmae Meledina и C. variabile Spath, а также Belemnopsis sp. ind.

Ключевые слова. **Головоногие, диноцисты, бат, келловей, зональные шкалы, Печорский Север России.**

ВВЕДЕНИЕ

В среднеюрскую эпоху морские бассейны севера Западной Европы и Сибири входили в состав разных палеобиогеографических областей: первые – в Бореально-Атлантическую, вторые – в Арктическую (Сакс и др., 1971; Палеогеография..., 1983 и др.). Зональное биостратиграфическое подразделение средней юры Западной Европы и Сибири (в первую очередь Восточной Сибири) основано на разных семействах, родах и видах аммонитов. Так, зональная шкала байоса, бата и келловея Восточной Сибири построена, главным образом, на последовательности комплексов аммонитов из семейства Cardioceratidae. В то время как зональный стандарт этих ярусов основан на иных семействах аммонитов. Поэтому корреляция среднеюрских отложений Сибири и Западной Европы весьма затруднена.

В решении этой задачи важную роль играют среднеюрские разрезы в бассейне р. Печора (Печорский Север России). В юре Печорское море располагалось на границе Бореально-Атлантической и Арктической палеобиогеографических областей и в некоторые фазы среднеюрской эпохи здесь происходило смешение биот. В отдельных интервалах средней юры встречаются роды и виды как из Арктической, так и из Бореально-Атлантической областей, или те и другие совместно.

Целью исследований была разработка параллельных шкал по аммонитам, белемнитам и цистам динофлагеллат в качестве регионального зонального стандарта для бата и келловея и последующего использования его для межрегиональных корреляций.

Материалом для работы послужили коллекции образцов, собранных С.В. Мелединой в 1972 г. во время экспедиционных работ на естественных выходах морской средней юры по притокам Печоры – рекам Ижма и Пижма (рис. 1). Кроме того, были изучены находки аммонитов с рек Пижма, Адзьва и Уса, собранные М.С. Месежниковым и В.С. Кравец и, в меньшей мере, с р. Пижма В.Г. Князевым, а также палинологические препараты Н.К. Куликовой по разрезу скважины 176 в Сысольском районе, любезно предоставленные авторам сотрудниками ВНИГРИ.

ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА БАТА И КЕЛЛОВЕЯ ПО АММОНИТАМ И КОРРЕЛЯЦИЯ С ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКИМ СТАНДАРТОМ

Среднеюрские отложения в бассейне р. Печоры выделены в сысольскую свиту, сложенную преимущественно песками, и в чуркинскую, представленную морскими глинами и алевролитами. Сысольская свита переходит по латерали в чуркинскую и отчасти подстилает ее (Чирва, 1989, Чирва и др., 1993). Возрастной диапазон чуркин-

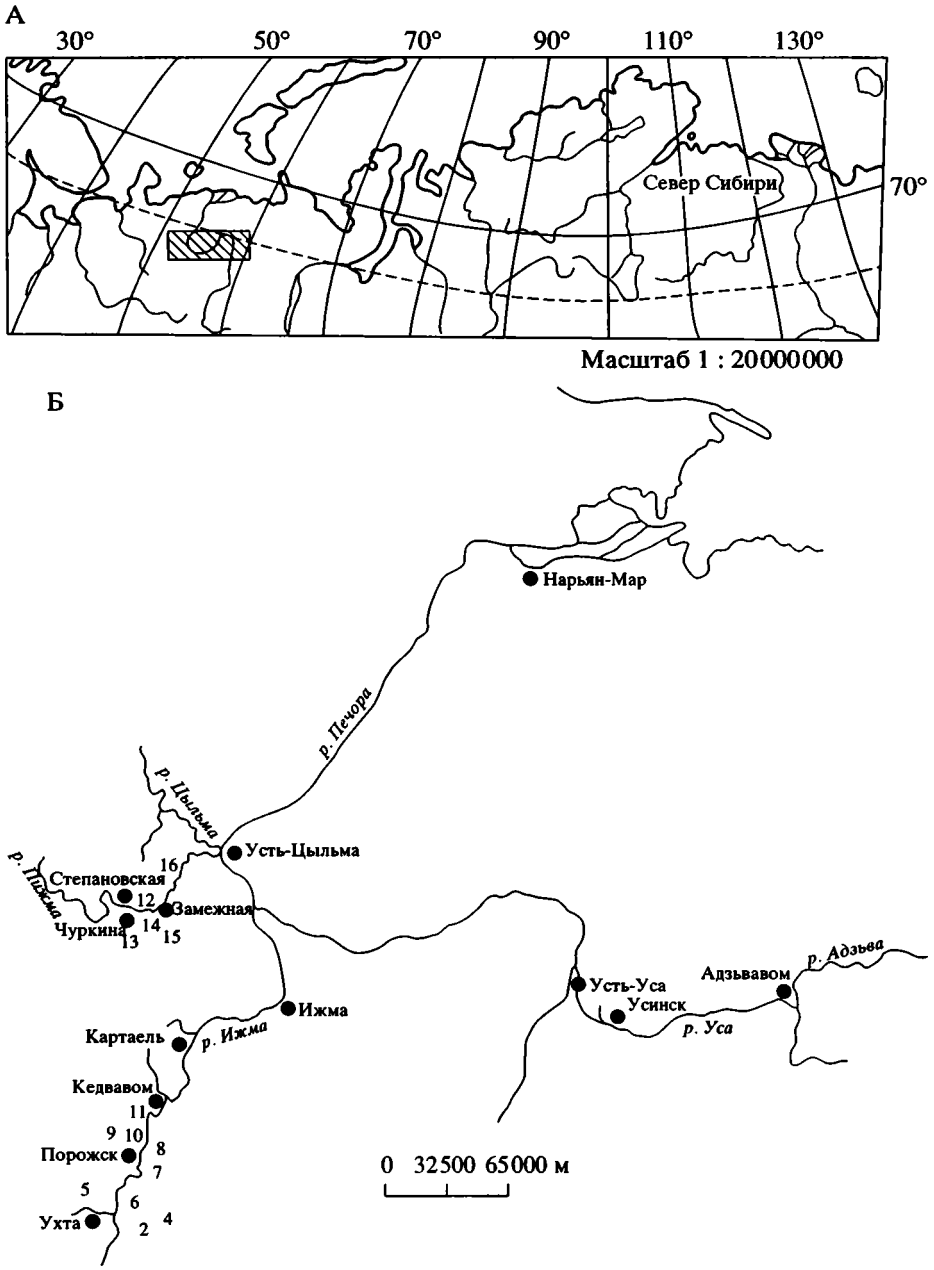


Рис. 1. Нахождение района работ (1А, штриховка) и расположение обнажений бата и келловея на реках Ижма и Пижма (1Б, показаны цифрами).

ской свиты определялся ранее как келловей (Кравец и др., 1976, Палеогеография, 1983) или как бат–келловей (Стратиграфия..., 1976; Чирва и др., 1993 и др.). По мнению С.П. Яковлевой (Чирва, Яковлева, 1982), о наличии бата свидетельствует сходство между комплексами фораминифер из нижней части чуркинской свиты и байос–бата севера Восточной Сибири. Последние были найдены в чуркинской свите на более низком стратиграфическом уровне, чем раннекелловейские аммониты рода Cadoceras, по которым определялся келловейский возраст всей толщи морских глин. На присутствие бата в нижней части чуркинской свиты указывают также и комплексы диноцист, стратиграфическое положение которых было установлено на основе корреляции с батской последовательностью динозон стандартных разрезов Англии (Ильина, 1991).

Зональное расчленение чуркинской свиты основывается на последовательной смене комплексов аммонитов, изученных в разрезах по берегам рек Ижма, Пижма и (отчасти) Адзьва и Уса, небольших по мощности и протяженности. Наиболее полно нижняя часть чуркинской свиты вскрывается на р. Пижма, где на участке между деревнями Степановская и Чуркина обнажаются глины, которые ранее относились к нижнему келловею. Эти глины в основном скрыты под водой в русле реки и только частично выходят по ее берегам, что создает большие сложности при изучении низов морских глин. В отдельные засушливые годы при низком уровне воды в реке выступают расположенные рядами в глинистой толще карбонатные конкреции и только тогда становится возможным собирать в них макроокаменелости. Более высокие слои нижнего келловея обнажаются в береговых обрывах р. Пижма ниже по течению, как и средний, и верхний келловей. Эти подъярусы изучены также в отдельных выходах на р. Ижма. Послойные описания основных разрезов приведены в ряде работ (Стратиграфия..., 1976; Чирва, Яковлева, 1982; Меледина, 1987), а сводный разрез морских отложений средней юры в бассейне р. Печора с зональным подразделением по аммонитам дан в статье С.В. Мединой и В.А. Захарова (1996).

В течение многих лет в бассейне р. Печора выделялся келловейский ярус с тремя подъярусами и шестью зонами. В нижнем келловее – провинциальные зоны Arcticoceras ishmae и Cadoceras elatmae; в среднем – зоны Kosmoceras jason и Erymnoceras coronatum, в верхнем келловее – провинциальные зоны Longaeviceras keyserlingi и Eboraciceras subordinarium (Бодылевский, 1963; Стратиграфия..., 1976; Меледина, 1987).

В последние годы С.В. Меледина определила в коллекции М.С. Месежникова из низов чуркинской свиты два нижнебатских вида аммонитов Oraniceras cf. gyrumbilicum Qu. и Gonolkites cf. convergens Buckm. (Меледина, Нальняева, 1991; Меледина, 1994). Таким образом, принадлежность нижней части чуркинской свиты к бату подтвердилась находками аммонитов, позволивших датировать эти отложения ранним батом. К батскому ярусу была отнесена и зона Arcticoceras ishmae (Унифицированная схема..., 1993). С.В. Меледина (1994) после изучения видового состава рода Arcticoceras и выявления среди ижемских аммонитов видов, присущих трем разным зонам с Arcticoceras в Сибири, предложила вместо зоны Arcticoceras ishmae выделять слои с Arcticoceras ishmae и A. harlandi, эквивалентные всему среднему и, возможно, части верхнего бата. Как и в региональной аммонитовой шкале юры Восточной Сибири, они залегают под слоями с Cadoceras variabile верхнего бата.

Песчаники, заключающие Arcticoceras, вскрыты на реке Ижма в районе ручья Дрещанка. В разрезе бата на р. Пижма у дер. Чуркина этим слоям отвечают морские глины без аммонитов. Кроме того, в чуркинской свите были выявлены неизвестные ранее виды рода Cadoceras.

В результате переизучения и ревизии аммонитов была существенно детализирована схема расчленения бата и нижнего келловея в бассейне р. Печора (табл. 1). В слоевой последовательности бата и келловея на Печорском Севере имеются интервалы, в которых встречаются западноевропейские роды и виды, иногда совместно с арктическими. Совокупность этих интервалов образует своего рода корреляционный каркас, связующий между собой региональные стратиграфические схемы Печорского Севера и Северо-Западной Европы. Благодаря реперным интервалам на Печорском Севере установлены аналоги некоторых батских и келловейских зон западноевропейского стандарта, а именно зон: zigzag (слои с Oraniceras и Gonolkites), herveyi (слои с Cadoceras ex gr. elatmae и C. falsum и слои с C. pishmae), koenigi (слои с C. simulans); calloviense (слои с Kepplerites cf. tychonis), athleta (зона Longaeviceras keyserlingi) и lamberti (зона Eboraciceras subordinarium).

Менее надежно увязываются со стандартной шкалой те биостратоны, которые в региональной шкале занимают место между отмеченными выше реперными уровнями и охарактеризованные только арктическими видами аммонитов. Однако наличие в комплексах восточносибирских видов позволяет провести корреляцию отложений между Печорским Севером и Восточной Сибирью. Зональные схемы обозначенных регионов хорошо увязываются в диапазонах распространения следующих родов и видов: Arcticoceras, Cadoceras variabile, C. falsum, Rondiceras, Longaeviceras, Eboraciceras–Quenstedtoceras.

Детальное обоснование корреляционной схемы бата и келловея для северных регионов Евразии рассмотрено в работе С.В. Мединой и В.А. Захарова (1996).

Монографическое описание аммонитов, включая зональные виды-индексы, опубликованы в ря-

Таблица 1. Зональная шкала бата и келловея Печорского Севера и корреляция ее со стандартом и шкалами Западной и Восточной Сибири

Ярус	Подъярус	Северо-Западная Европа	Европейский Север России (Печорский Север)	Западная Сибирь	Восточная Сибирь
		Стандартная зональная шкала	Зоны и слои с аммонитами	Зоны и слои с аммонитами	Зоны, подзоны, слои с аммонитами
Келловейский	Верхний	Quenstedtoceras lamberti	Eboraciceras subordinarium	Eboraciceras subordinarium Quenstedtoceras lamberti	Eboraciceras subordinarium
		Peltoceras athleta	Longaeviceras keyserlingi	Longaeviceras keyserlingi	Longaeviceras keyserlingi
	Средний	Erymnoceras coronatum	Слои с Rondiceras milaschevici и Kosmoceras spp.	Слои с Kosmoceras ex gr. jason, Rondiceras ex gr. milaschevici	Слои с Rondiceras milaschevici и Erymnoceras
		Kosmoceras jason			
	Нижний	Sigaloceras calloviense	Слои с Kepplerites cf. tychonis	Слои с Sigaloceras sp.	Cadoceras emelianzevi
		Proplanulites koenigi	Слои с Cadoceras simulans		
		Macrocephalites herveyi	Слои с Cadoceras pishmae	Слои с Cadoceratinae	Cadoceras anabarense
			Слои с C. ex gr. elatmae и C. falsum		Cadoceras falsum
Батский	Верхний	Clydoniceras discus	Слои с Cadoceras variabile	Аммониты не найдены	Слои с Cadoceras variabile
		Oxycerites orbis	Аммониты не найдены		Cadoceras barnstoni
		Procerites hodsoni	Слои с Arcticoceras ishmae и A. harlandi		Arcticoceras (?) cranocephaloide
		Tulites subcontractus			Arcticoceras ishmae
	Средний	Procerites progracilis			Arcticoceras harlandi
		Asphinctites tenuiplicatus	Аммониты не найдены		Arctocephalites aff. greenlandicus
	Нижний	Zigzagiceras zigzag	Слои с Oraniceras cf. gyrumbilicum и Gonolkites cf. convergens		Arctocephalites arcticus: A. arcticus / Oxycerites jugatus

де работ (Меледина, 1977, 1987, 1994; Меледина, Захаров, 1996), кроме того, описание двух видов приведены в конце данной работы.

ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА БАТА И КЕЛЛОВЕЯ ПЕЧОРСКОГО СЕВЕРА ПО БЕЛЕМНИТАМ

Среднеюрские белемниты Печорского Севера изучались рядом исследователей. Монографические описания белемнитов и анализ стратиграфического значения этой группы даны в работах Г.Я. Крымгольца (1929), В.А. Густомесова (1960, 1964), В.Н. Сакса и Т.И. Нальняевой (1964, 1966; Нальняева, 1983; Меледина, Нальняева, 1991).

В бассейне р. Печора белемниты найдены совместно с аммонитами в бате и келловее в обнажениях на реках Ижма и Пижма. На основе стратиграфического анализа комплекса белемнитов выделено 5 биостратонов в ранге белемнитовых зон и слоев с характерными видами. Снизу вверх по разрезу различаются: слои с Paramegateuthis ishmensis, зона Pachyteuthis tschernyschewi, слои с Pachyteuthis subrediviva, зона Lagonibelus beaumountianus hemisulcatus, слои с Acroteuthis cuneata (табл. 2).

Зона Pachyteuthis tschernyschewi была выделена на ручье Дрещанка в отложениях с Arcticoceras, к которым она ранее и приравнивалась по объему. Однако отмечалось, что находки вида-индекса приурочены к верхней части этих отложений, где распространены Arcticoceras ishmae и Costacadoceras sp.

Вид P. tschernyschewi – типично арктический, ареал его, кроме бассейна Печоры, охватывает север Восточной Сибири, Западную Канаду и Землю Франца-Иосифа (фототаблица, фиг. 3). В сибирских разрезах в последние годы было выявлено строгое соответствие объема белемнитовой зоны P. tschernyschewi зоне Arcticoceras ishmae. Очевидно такой же стратиграфический диапазон эта белемнитовая зона занимает и на Печорском

Таблица 2. Схема зонального расчленения бата и келловея Печорского Севера

Ярус	Подъярус	Зоны и слои с аммонитами	Зоны и слои с белемнитами	Динозоны и слои с диноцистами	
Келловейский	Верхний	Eboraciceras subordinarium	Слои с Acroteuthis cuneata	Диноцисты не изучены	
		Longaeviceras keyserlingi		VII – Rigaudella aemila, Pareodinia prolongata	
	Средний	Слои с Rondiceras milaschevici и Kosmoceras spp.	Lagonibelus beaumontianus hemisulcatus	VI – слои Chytroeisphaeridia cerastes, Netrelytron (Kalyptea) stegastum	
	Нижний	Слои с Kepplerites cf. tychonis	Слои с Pachyteuthis subrediviva	V – Lagenadinium callovianum, Chlamydophorella sp.	
		Слои с Cadoceras simulans			
		Слои с Cadoceras pishmae		IV – Fromea tornatilis Sentusidinium spp.	б – Paragonyaulacysta retifragmata, P. calloviense
		Слои с Cadoceras ex gr. elatmae и C. falsum			а – Fromea tornatilis
Батский	Верхний	Слои с Cadoceras variabile		III – Kalyptea diceras	
		Аммониты не найдены	Белемниты не найдены	II – Dichadogonyaulax (Ctenidodinium) sellwoodii, Protobatioladinium sp.	
	Средний	Слои с Aricticoceras ishmae и A. harlandi	Pachyteuthis tschernyschewi		
			Слои с Paramegateuthis ishmensis		
	Нижний	Аммониты не найдены			
		Слои с Oraniceras и Gonolkites	Белемниты не найдены	I – Слои Evansia evittii, Echarispaeridia (Batiacasphaera) pocockii	

Севере. На основании этого подстилающие ее отложения, отвечающие нижней части слоев с Arcticoceras и содержащие преимущественно вид Paramegateuthis ishmensis (Gust.), (фототаблица, фиг. 4) выделены в одноименные слои. Вид P. ishmensis в Восточной Сибири сопровождает аммониты родов Arctocephalites, Cranocephalites и Arcticoceras, то есть появляется в верхнем байосе, присутствует в нижнем, среднем и в верхнем бате, вплоть до зоны A. (?) cranocephaloide. На р. Ижме этот вид заходит в зону P. tschernyschewi. В более древних отложениях ростры белемнитов в регионе не установлены. В характерный комплекс названных смежных белемнитовых биостратонов входят, кроме видов-индексов, другие арктические и широко распространенные в Сибири виды – Pachyteuthis optima Sachs et Naln. (верхний байос–нижний келловей) и Paramegateuthis timanensis Gust. (преимущественно бат), а также впервые отмеченные в исследуемом районе Belemnopsis (B. ex gr. latesulcatus Orb.).

Род Paramegateuthis обнаружен в Восточной Сибири, на Печорском Севере и в Британской Колумбии (Jeletzky, 1974) и потому считался В.Н. Саксом и Т.И. Нальняевой сугубо арктическим, был обнаружен и в Тетисе, – в нижнем байосе Центральных и Западных Балкан (Stoyanova-Vergilova, 1982, 1990), что позволяет предположить южное происхождение этого рода.

Примечателен и факт первых находок в зоне P. tschernyschewi рода Belemnopsis. Этот род имел в средней юре обширный ареал в обоих полушариях земного шара. Особенно известен в низких широтах (Анды, Новая Зеландия, Болгария и др.), хотя отмечался и в Бореально-Атлантическом секторе – в Англии и Северной Франции (Challinor et al., 1992, fig. 23.2). Находки Belemnopsis на р. Ижма позволяют отодвинуть северную границу ареала этого теплолюбивого рода на восток.

Таким образом, в зоне Pachyteuthis tschernyschewi и в нижележащих слоях с Paramegateuthis ishmensis преобладают арктические виды белемнитов, но в первой из них присутствуют виды, имеющие южное происхождение.

Отмеченные выше арктические виды позволяют прослеживать зону P. tschernyschewi в пределах всей Арктической палеобиогеографической области, в частности, в Восточной Сибири. Подстилающие ее слои с Paramegateuthis ishmensis достаточно уверенно сопоставляются со слоями с Cylindro-

teuthis confessa на восточносибирской схеме (Меледина и др., 1991). Последние занимают аналогичную позицию относительно зоны P. tschernyschewi и имеют в своем составе P. ishmensis Gust.

Слои с Pachyteuthis subrediviva приурочены к отложениям с разнообразными аммонитами рода Cadoceras. Вид-индекс на р. Пижма имеет стратиграфический интервал от слоев с Cadoceras ex gr. elatmae (возможно, охватывает и более низкие слои с Cadoceras) до слоев с Kepplerites cf. tychonis нижнего келловея, а на р. Ижма был отмечен и выше – в среднем келловее. В центральных районах Русской платформы этот вид характерен для зоны Cadoceras elatmae. В Англии – указан в глинах Cayton Bay нижнего келловея; в Восточной Сибири на о-ве Большой Бегичев отмечен в нижнем келловее, в зоне C. anabarense.

В характерный комплекс, кроме P. subrediviva, входят также Pachyteuthis optima Sachs. et Naln., P. bodylevskii Sachs et Naln., Cylindroteuthis subextensa (Nik.). Все эти виды являются типичными для среднебатских–нижнекелловейских отложений Восточной Сибири, где они отмечались на разных уровнях от зоны Arcticoceras (?) cranocephaloide до Cadoceras emelianzevi включительно и характеризовали так называемые слои с Pachyteuthis spp. Более дробно этот биостратон в Сибири не подразделяется.

Зона Lagonibelus beaumontianus hemisulcatus охватывает средний келловей. Помимо вида-индекса в этом подъярусе келловея на Печорском Севере распространены Cylindroteuthis subextensa Nik., Acroteuthis krimholzi Gust. и редкие Pachyteuthis subrediviva (Lem.). Используемый в качестве индекса L. beaumontianus hemisulcatus Sachs et Naln. рассматривался В.Н. Саксом и Т.И. Нальняевой как сибирский географический подвид широко распространенного на территории Западной и Восточной Европы вида L. beaumontianus (Orb.). Последний характерен для среднего келловея Англии и Франции (Густомесов, 1964; Крымгольц, 1929).

В Нижнегородской, Костромской и Оренбургской областях L. beaumontianus (Orb.) был определен А.И. Ивановой (Камышева-Елпатьевская и др., 1959) и Т.И. Нальняевой (1986) из зон Kosmoceras jason и Erymnoceras coronatum, а также изредка отмечался в зоне Peltoceras athleta.

Вид L. beaumontianus можно рассматривать как индикатор среднего келловея в Западной и Восточной Европе, а на европейском севере России он представлен своим географическим подвидом и тоже характеризует средний подъярус келловея.

В среднем келловее Восточной Сибири, в Анабарском районе и на о-ве Большой Бегичев, находки белемнитов редкие и невыразительные. Поэтому видовой комплекс белемнитов здесь пока не выявлен.

Слои с Acroteuthis cuneata характеризуются немногочисленными находками вида A. cuneata Gust., Lagonibelus beaumountianus (Orb.), Cylindroteuthis sp. и отвечают на реках Ижма и Пижма верхнему келловею – зонам Longaeviceras keyserlingi и Eboraciceras subordinarium. В этом же интервале вид-индекс отмечался и на севере Восточной Сибири. Вместе с верхнекелловейскими Eboraciceras и нижнеоксфордскими Cardioceras и Pavloviceras на р. Ижма часто встречаются ростры Pachyteuthis, но они не определимы до вида. Зональная шкала по белемнитам и ее соотношение с региональной аммонитовой шкалой для бассейна р. Печора приведена в табл. 2.

Ниже дается краткое описание рода Belemnopsis.

ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА БАТА И КЕЛЛОВЕЯ ПЕЧОРСКОГО СЕВЕРА ПО ДИНОЦИСТАМ

Диноцисты – перспективная группа микрофоссилий, которая широко используется для межрегиональных корреляций морских отложений. В результате анализа систематического состава и распределения диноцист в юрских разрезах Московской синеклизы, Воронежской антеклизы, Печорского бассейна и др. была предложена схема зонального расчленения бата, келловея и оксфорда Русской платформы (Ильина, 1991; Ilyina, 1991; Унифицированная схема..., 1993). В настоящее время в эту схему внесены определенные коррективы. Прежде всего, изменена и уточнена привязка некоторых динозон к стандартной шкале юры в связи с усовершенствованием и детализацией региональной аммонитовой шкалы бата и келловея Русской платформы (Меледина, 1994; Меледина, Захаров, 1996). Благодаря изучению видового состава батских и келловейских диноцист Печорского Севера откорректированы и дополнены характеристики зональных комплексов. Решению ряда вопросов по таксономии и диагностике видов диноцист способствовала также работа по международному проекту "Мезозойская палинозонация Северного полушария", выполняемая В.И. Ильиной совместно с В.А. Федоровой (Санкт-Петербург) и доктором Д.Б. Райдингом (Англия).

Среднеюрские диноцисты на Печорском Севере России впервые обнаружены Т.Ф. Возженниковой при изучении керна скважин в бассейне рек Яренга, Б. Визинга и др., при этом установлен морской генезис келловея (Теодорович, Возженникова, 1971). Более детальные исследования юрских диноцист Печорского бассейна проводились В.И. Ильиной (1991) по образцам из естественных выходов на реках Пижма и Ижма. Нижняя часть чуркинской свиты изучена на левом берегу р. Пижма у дер. Степановская (рис. 2). Эти же отложения вскрываются ниже по реке, у дер. Чуркина, где они включают конкреции с батскими аммонитами.

В самых низах разреза (обн. 12, обр. 12/7) выявлен комплекс с низким разнообразием диноцист. В нем встречены Evansia evittii (Pocock)

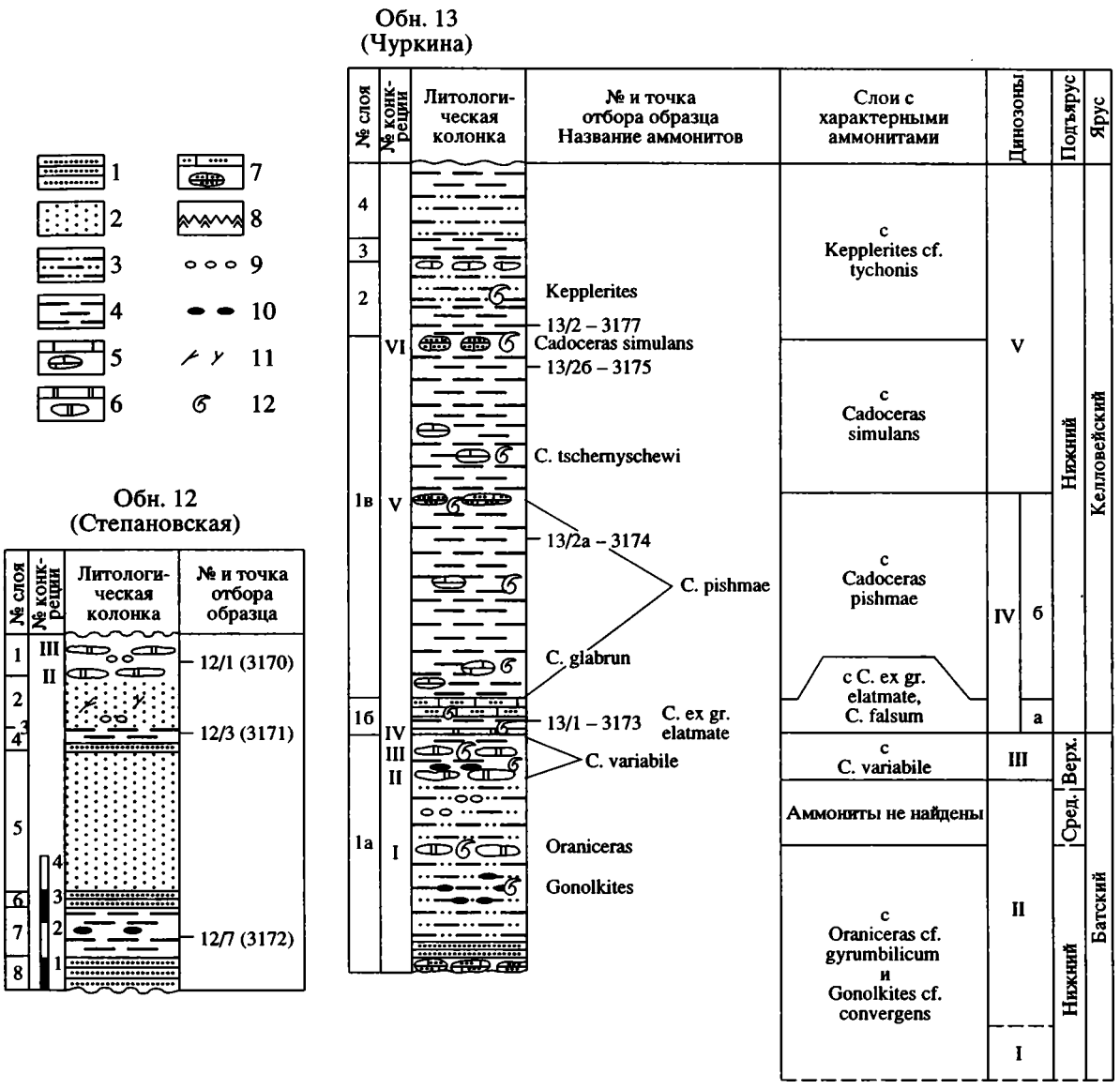


Рис. 2. Стратиграфические колонки и схема подразделения батских и нижнекелловейских отложений по аммонитам и диноцистам на р. Пижма.

1 – песчаники; 2 – пески; 3 – алевролиты; 4 – глины; 5 – известняки, конкреции известняков; 6 – сидериты, конкреции сидеритов; 7 – известняки песчанистые; 8 – известняки с текстурой cone-in-cone; 9 – гравий, галька; 10 – конкреции пирита; 11 – остатки растений; 12 – раковины аммонитов.

Слои с 1а по 1в в обн. 13 вскрыты в русле р. Пижма и обычно скрыты под водой.

Jans., Escharisphaeridia pocockii (Sarj.) Erkmen et Sarj. (Batiacasphaera sp., по мнению Д.Б. Райдинга). Pareodinia sp. и ? Lithodinia valensii (Sarj.) Fenton – виды диноцист, переходящие из байоса и распространенные в нижних слоях бата. Этот комплекс по наличию двух первых видов отвечает слоям Evansia evittii, Escharisphaeridia pocockii, Dichadogonyaulax sp., установленным для верхов байоса–низов бата на Русской платформе (Ильина, 1991; Унифицированная схема..., 1993). В обнажении у дер. Чуркина глины с указанным комплексом диноцист примерно соответствуют нижней части слоев с Oraniceras и Gonolkites нижнего бата. В пользу раннебатского возраста исследуемых отложений свидетельствует и спорово-пыльцевой комплекс, установленный в том же самом образце. Однако все это не исключает, что рассматриваемые слои с диноцистами не могут включать и часть верхнего байоса.

Следующий комплекс диноцист установлен в верхней половине разреза из прослоя глин (обр. 12/3) песчаной пачки, которая составляет большую часть обнажения: Dichadogonyaulax sellwoodii Sarj. и Protobatioladinium sp. на фоне частых

Nannoceratopsis pellucida (Defl.) Evitt, Pareodinia spp., Dissiliodinium sp. и единичных Fromea tornatilis (Drugg) Lentin et Williams, Sirmiodinium grossii (Alberti) Warren, распространенных и в более высоких горизонтах юры. Он характерен для динозоны Dichadogonyaulax sellwoodii, Protobatioladinium sp., выделенной в бате (исключая его низы и верхи) Московской синеклизы, Воронежской антеклизы и Печорского бассейна (Ильина, 1991).

На р. Пижма эта динозона предположительно определена в пределах верхней большей части слоев с Oraniceras и Gonolkites до подошвы слоев с Cadoceras variabile. Нижняя граница динозоны, по-видимому, проходит внутри нижнего бата; основанием к такому выводу может быть наличие Dichadogonyaulax sellwoodii, Protobatioladinium sp., отмеченных в Воронежской антеклизе в отложениях с нижнебатскими аммонитами Pseudocosmoceras michalskii Boriss., Parkinsonia cf. pseudoferruginea Nikol. (Унифицированная схема..., 1993).

Рассмотренный комплекс диноцист выделен также в Сысольском районе (скв. 176, глубина 195.2–205.0 м) из отложений чуркинской свиты, приблизительно отвечающих слоям с Arcticoceras. В нем наряду с видами-индексами обнаружены Energlinia accolaris (Dodek.) Sarj., Tubotuberella dangeardii subsp. primitiva Sarj., характерные для верхней половины бата Англии (Sarjeant, 1982; Fensome, 1981 и др.). Единично встречены Rinchodiniopsis cladophora (Defl.) Below, по появлению которых в Арктической Канаде выделена динозона в отложениях, коррелируемых с зоной Arcticoceras ishmae (Davies, 1983). На р. Пижма изученный комплекс диноцист, судя по систематическому составу и положению в разрезе, характеризует верхнюю часть динозоны, также соответствующую слоям с Arcticoceras. Верхний предел динозоны Dichadogonyaulax sellwoodii, Protobatioladinium, как на р. Пижма, так и во всех изученных разрезах Русской платформы, определяется появлением Kalyptea diceras Cooks, et Eisen. (Ильина, 1991).

Рассмотренная динозона по присутствию и максимуму Dichadogonyaulax (Ctenidodinium) sellwoodii и близких к нему видов приближенно сопоставляется с подзонами "а" и "б" динозоны Ctenidodinium sellwoodii–C. combazi, выделенной для большей части батского яруса (без зоны discus) в Англии (Riding, Thomas, 1992).

В верхней части обнажения 12 на р. Пижма выходят на поверхность глины, в которых ниже по реке, у дер. Чуркина найдены аммониты Cadoceras variabile Spath. (рис. 2). Из этих глин (обр. 12/1) выделен комплекс диноцист с Kalyptea diceras. Совместно с ним встречены сравнительно частые Nannoceratopsis pellucida, Pareodinia spp., Energlinia accolaris, а также единичные Sirmiodinium grossii, Fromea tornatilis, Dissiliodinium sp. и очень редкие экземпляры Protobatioladinium sp. В комплексе впервые появляются Chytroeisphaeridia hyalina (Raynaud) Lentin et Williams. Этот комплекс свойствен динозоне Kalyptea diceras, установленной в верхах мокшинской свиты в Московской синеклизе и прослеженной в ряде регионов Русской платформы. Во всех изученных разрезах эта динозона подстилает нижнюю зону келловея. Стратиграфический интервал ее определялся ранее как верхи бата–низы келловея (Ильина, 1991). В Печорском бассейне динозона Kalyptea diceras совмещена со слоями с Cadoceras variabile и отнесена к верхам бата. В таком же объеме она выделяется теперь и в других регионах Русской платформы.

Батские ассоциации диноцист на Печорском Севере встречались совместно с форанимиферами комплекса Riadella sibirica, широко прослеженного в бате разных регионов Арктической палеобиогеографической области и характеризующего корреляционный уровень (Яковлева, 1993). В то же время в бате Севера Сибири диноцисты практически не обнаружены за исключением единичных Pareodinia sp. и ? Lithodinia sp. и микрофитопланктон представлен только акритархами Leiofusa spp., редкими Veryhachium и празинофитами Pterospermella.

Последовательность комплексов диноцист в нижнем келловее была установлена в чуркинской свите на правом берегу р. Пижма, у дер. Чуркина (рис. 2, обн. 13).

Комплекс диноцист в нижней части разреза (обр. 13/1 и 13/2а) отвечает в целом динозоне Fromea tornatilis, Sentusidinium rioultii из зоны Cadoceras elatmae нижнего келловея Московской синеклизы (Ильина, 1991). На Печорском Севере эта динозона отвечает слоям с Cadoceras ex gr. elatmae и C. falsum и слоям с Cadoceras pishmae, которые сопоставлены с нижней зоной Macrocephalites herveyi европейского стандарта.

Распределение таксонов диноцист в чуркинской свите позволяет разделить динозону в разрезе на р. Пижма на две подзоны. Нижняя подзона "а" определяется исчезновением Kalyptea diceras, а также максимумом Fromea tornatilis на фоне частых Nannoceratopsis pellucida, Sirmiodinium grossii, Chytroeisphaeridia hyalina, Pareodinia ceratophora (Defl.) Gocht, а также единичными экземплярами Chlamydophorella sp., Lithodinia sp., Gonyaulacysta eisenackii (Defl.) Evitt, G. jurassica subsp. adecta (Defl.) Sarj., Rinchodiniopsis cladophora, Endoscrinium sp., Batiacasphaera sp., Tubotuberella dangeardii Sarj., Sirmiodiniopsis orbis Drugg, Sentusidinium spp. Подзона "а" примерно совмещается со словами Cadoceras ex gr. elatmae и C. falsum.

Верхняя подзона "б" определяется появлением и максимумом арктических видов Paragonyaulacysta retifragmata Dorh. et Davies и P. calloviense (Johns. et Hills) Dorh. et Davies на фоне, в целом близком комплексу подзоны "а", но с более редкими Fromea tornatilis и Sirmiodinium grossii. Она охватывает слои Cadoceras pishmae нижнего келловея.

Совместное присутствие бореально-атлантических и арктических видов диноцист в нижней

зоне келловея Печорского Севера позволяет проводить межрегиональные корреляции этих отложений. Так, по наличию частых Fromea tornatilis возможна корреляция с нижней зоной келловея в разрезах Печорского бассейна, Московской синеклизы и Ульяновско-Саратовского прогиба (Ильина, 1991), Комплекс с Fromea tornatilis характерен также для нижнекелловейских отложений шельфа Баренцева моря (Козлова и др., 1994). Монодоминантный комплекс с Fromea tornatilis был выявлен в слоях с Cadoceratinae нижнего келловея в Шаимском районе Западной Сибири. Единичные экземпляры Fromea tornatilis обнаружены и в нижнем келловее (зоны Cadoceras falsum и C. anabarense) на западном берегу Анабарской губы.

Арктические виды Paragonyaulacysta выполняют корреляционную роль при сопоставлении комплексов диноцист из слоев с Cadoceras pishmae нижнего келловея Печорского бассейна и зоны C. anabarense Восточной Сибири. На западном берегу Анабарской губы также установлен комплекс с максимумом Paragonyaulacysta retifragmata. Те же виды могут использоваться и для более широких корреляций нижнего келловея в пределах Арктической палеобиогеографической области, например с одновозрастными отложениями Арктической Канады и Восточной Гренландии. В последней для нижнего келловея (без зоны Sigaloceras calloviense) установлена динозона Lacrimodinium warrenii (Smelror, 1988), вид-индекс которой почти не отличим от Paragonyaulacysta retifragmata.

Выше по разрезу (обн. 13. обр. 13/2б и 13/2в) выявлен комплекс диноцист, в котором встречаются многие виды предыдущей динозоны, но в меньшем количестве. Он определяется по появлению Lagenadinium callovianum Piel, присутствию Chlamydophorella sp., Cleistosphaeridium varrispinosum (Sarj.) Wollam et Riding, Dingodnium sp., Endoscrinium cf. galeritum (Defl.) Vozzen, а также единичных экземпляров Mendicodinium groenlandicum (Pocock et Sarj.) Davey, Pareodinia prolongata Sarj. По наличию трех первых таксонов он сходен с комплексом слоев Lagenadinium callovianum, Chlamydophorella sp., выделенных для двух верхних зон нижнего келловея Воронежской антеклизы (Ильина, 1991). Однако в печорском комплексе виды-индексы этих слоев встречаются гораздо реже, чем в стратотипическом разрезе, а в нем также присутствуют арктические виды Paragonyaulacysta и единичные Crussolia perireticulata Smelror et Arhus. Стратиграфический диапазон рассматриваемых слоев на р. Пижма определен в пределах слоев с Cadoceras simulans и слоев с Keplerites cf. tychonis нижнего келловея.

Средний и верхний келловей, охарактеризованный аммонитами, были изучены в естественных выходах чуркинской свиты на р. Ижма (рис. 3). На левом берегу реки, вблизи устья ручья Ты-Ю (обн. 9, сл. 1, 2) вскрываются алевритистые глины с песчаником в верхней части, включающие конкреции с Rondiceras milaschevici (Nik.). В них (обр. 9/1а и 9/1б) выявлен комплекс диноцист с частыми Chytroeisphaeridia cerastes, Ch. hyalina, Chlamydophorella sp., Cleistosphaeridium varrispinosum, Fromea tornatilis, Lagenadinium callovianum, Rinchodiniopsis cladophora, Pareodinia prolongata и более редкими Gonyaulacysta spp. Характерно присутствие единичных экземпляров Netrelytpon (Kalyptea) stegastum Sarj. Впервые обнаружен Sentusidinium pilosum (Ehrenb.) Sarj. et Stover и только в этом комплексе встречен Lithodinia planoseptata Riding.

Отложения с этим комплексом выделены в слои Chytroeisphaeridia cerastes, Netrelytron stegastum (Ильина, 1991). Они определяются по присутствую видов-индексов, максимуму Chytroeisphaeridia hyalina, Lagenadinium callovianum и появлению в основании Sentusidinium pilosum. Стратиграфический интервал слоев ограничен средним келловеем. Указанные слои, но с более высоким содержанием Cleistosphacridium varrispinoum и Lagenadinium callovianum были прослежены также в среднекелловейских глинах с Rondiceras milaschevici в обнажении Малиновый овраг в Саратовском Поволжье (Ильина, 1991).

Chytroeisphaeridia cerastes и Netrelytron stegastum являются характерными видами зонального комплекса среднего келловея Северо-Западной Европы. Последний из них служит видом-индексом подзоны по диноцистам, эквивалентной по стратиграфическому объему зоне Erymnoceras coronatum среднего келловея (Riley, Fenton, 1982).

В верхней части разреза песчаники с Rondiceras milaschevici, вероятно, с небольшим размывом перекрываются глинами (обн. 9, сл. 3), которые ранее условно относились С.В. Мелединой (1987) к среднему келловею. Выше с. Порожское (обн. 7), сходные отложения подстилают конкреционный слой с верхнекелловейскими Longaeviceras keyserlingi (Sok.). Из образцов, отобранных в этих обнажениях (обр. 9/1в, 7/1 и 7/2) выделен комплекс диноцист, который в целом наследует черты предыдущего, но в нем гораздо реже встречаются Chytroeisphaeridia cerastes. Такие виды, как Chytroeisphaeridia hyalina, Cleistosphaeridium varrispinosum и Lagenadinium callovianum, по-видимому, не переходят верхнюю границу этого комплекса. Регулярно присутствуют во всех образцах Pareodinia prolongata, Mendicodinium groenlandicum, Endoscrinium sp., Rinchodiniopsis cladophora, Sentusidinium spp., единичные Tubotuberella apatela (Cooks. et Eisen.) Sarj. В нижней части глин (обн. 9, обр. 9/1в) часты Fromea tornatilis и Nannoceratopsis pellucida. В данном комплексе впервые появляются Gonyaulacysta jurassica subsp. adecta var. longicornis (Defl.) Sarj., Stephanelytron redcliffense (Sarj.) Stover et al., S. (Lagenadinium) scarburghense Sarj., единичные Rigaudella aemula (Defl.) Below и Wanaea cf. digitata (Cooks. et Eisen.) Wollam.

Таким образом, основу комплекса составляют таксоны, перешедшие из среднего келловея,

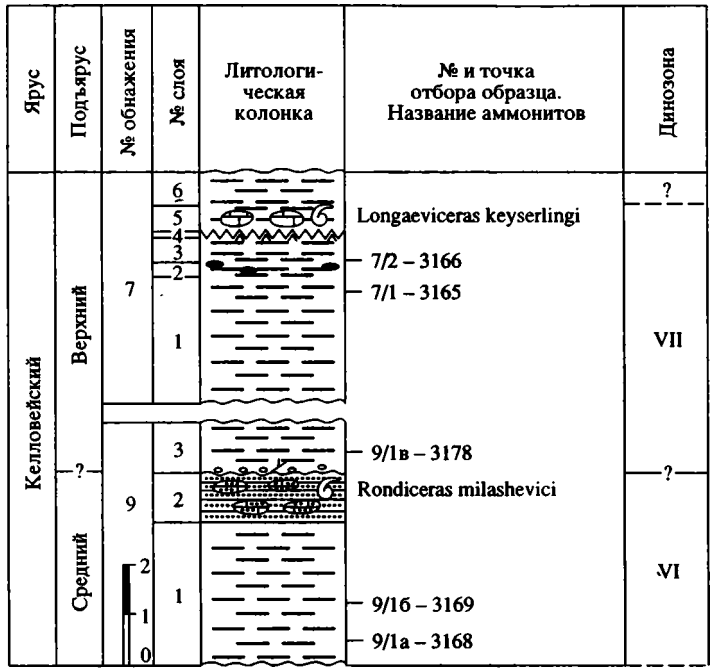


Рис. 3. Стратиграфическая колонка и схема расчленения среднего и верхнего келловея на р. Ижма. Усл. обозначения см. на рис. 2.

часть из которых исчезает в данном интервале. Одновременно происходит обновление состава диноцист за счет появления, пока еще немногих видов, характерных для позднего келловея. Так, судя по литературным данным, Gonyaulacysta jurassica longicornis встречается с позднего келловея и доминирует в оксфорде в Арктической Канаде и на северо-западе Европы (Davies, 1983; Riding, 1984; Smelror, Below, 1992 и др.). Stephanelytron scarburghense и Rigaudella aemula – также характерные таксоны для позднего келловея (Riley, Fenton, 1982; Ильина, 1991). Последний таксон в келловее Свальбарда фиксируется на уровне зоны Peltoceras athleta (Smelror, 1988). Он встречается также с основания верхнего келловея в Австралии (Helby et al., 1987).

Исследуемый комплекс по наличию единичных Rigaudella aemula, присутствию Paredinia prolongata, редких Chytroeisphaeridia hyalina, Gonyaulacysta jurassiea longicornis близок к зональному комплексу динозоны Rigaudella aemula, Pareodinia prolongata, выделенной в зоне Peltoceras athleta верхнего келловея Московской синеклизы (Ильина, 1991).

Основываясь на этом, глины с указанным комплексом, на р. Ижма условно отнесены к динозоне Rigaudella aemula, Pareodinia prolongata и предположительно датируются началом позднего келловея. При этом следует учесть, что зона Longaeviceras keyserlingi имеет меньший объем, чем Peltoceras athleta и сопоставляется только с ее двумя верхними подзонами (Меледина, 1994). В связи с этим можно допустить, что исследуемые отложения, лишенные аммонитов, между слоями Rondiceras и Longaeviceras в разрезе на р. Ижма могут быть нижней частью верхнего келловея.

Таким образом, в бат-келловейских разрезах Печорского Севера была установлена последовательность из семи биостратонов в ранге динозон и слоев с диноцистами, стратиграфическое положение которых было увязано с региональной аммонитовой шкалой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработана схема из трех параллельных взаимоувязанных зональных шкал для батского и келловейского ярусов Печорского Севера, основанных на аммонитах, белемнитах и диноцистах (табл. 2). Региональная аммонитовая шкала сопоставлена с западноевропейским стандартом через систему реперных интервалов, которые характеризуются наличием бореально-атлантических родов и видов. Подобные реперные уровни установлены и в шкалах по белемнитам и диноцистам.

Учитывая положение Печорского бассейна в юре на границе Бореально-Атлантической и Арктической палеобиогеографических областей, предложенная авторами обобщенная зональная биостратиграфическая основа может быть использована для широких межрегиональных корреляций в пределах обширной территории Севера Евразии и Бореальной области в целом.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследова-

Таблица замеров параметров раковины, в мм (в % от диаметра)

Номер экз.*	Диаметр, Д	Высота оборота, В	Толщина оборота, Т	Диаметр умбиликуса, У	Диаметр умбиликуса воронки, ДУ	Т/В	Количество бугров
489–209	127	49(37.8)	79(62.2)	46(36.2)	61(48.0)	1.63	
	102	36(35.2)	69(67.6)	37(36.2)	54(52.9)	1.90	26
489–263	103	36(34.9)	70(67.9)	37(35.9)	50(48.4)	1.90	28

* Приведены коллекционные номера образцов, которые хранятся в Сибирском центральном геологическом музее в Новосибирске.

ний (РФФИ) по гранту № 95-05-15808 и в рамках международного проекта ИНТАС "Мезозойская палинозонация Северного полушария".

ОПИСАНИЕ АММОНИТОВ

Cadoceras (Paracadoceras) pishmae Meledina, 1991
Фототаблица, фиг. 1а, 1б

Cadoceras (Paracadoceras) elatmae: Меледина, 1977, с. 70, табл. 13; табл. 14, фиг. 1, табл. 15, фиг. 2; табл. 17, фиг. 1.

Cadoceras (Paracadoceras) pishmae: Меледина, Нальняева, 1991, с. 74; Меледина, 1994, с. 85, табл. XI, фиг, 2; табл. XII, фиг. 1; табл. XIII, фиг. 1; табл. XIV, фиг. 1а, 1б; табл. XV, фиг. 1.

Голотип № 489–209: Меледина, 1977, табл. 13, 14, фиг. 1; табл. 15, фиг. 2; табл. 17, фиг. 1; Меледина, 1994, табл. XIII, фиг. 1; табл. XV, фиг. 1; табл. XIV, фиг. 1а, 1б.

Материал: 3 крупных ядра с более или менее полными жилыми камерами; одно из ядер деформировано.

Описание: Крупные сильно вздутые кадиконические раковины. Обороты умеренно объемлющие низкие с закругленно-трапециевидным сечением, ширина которого превышает высоту в 1.6–1.9 раза. На внутренних оборотах умбиликальная стенка пологая, перегиб закругленный; форма умбиликуса чашеобразная. По мере роста раковины умбиликальная стенка становится высокой и круто наклоненной, перегиб угловатым и форма умбиликуса приобретает вид воронки, диаметр которой составляет около половины диаметра раковины. Протяженность жилой камеры на голотипе составляет 3/4 оборота. Устье простое, со слегка выдвинутым вентральным краем. Устью предшествует мелкий широкий перегиб.

На внутренних оборотах в умбиликальной воронке видны начинающиеся от шва узкие редкие слегка выгнутые назад ребра. Они наклонены вперед и приподнимаются на умбиликальном перегибе в виде удлиненных бугорков. Постепенно начало ребер смещается вверх, а при диаметре раковины в 60 мм стенка умбиликуса становится гладкой. Сохраняются бугорки вдоль перегиба, но и они постепенно утрачивают рельефность, становясь расплывчатыми. В остальном раковина гладкая.

Сравнения. Вид C. (P) pishmae отличается от морфологически близкого вида C. (P.) elatmae (Никитин, 1878, с. 56, т. II, фиг. 16, 17) существенно более крупной раковиной, меньшей относительной толщиной и большей высотой оборотов, более высокой и отвесной гладкой умбиликальной стенкой на последнем обороте. Сходство между видами проявляется на внутренних оборотах раковин и в форме сечения, а также в характере скульптуры.

Распространение. Нижний келловей, слои с C. pishmae. Река Пижма (бассейн р. Печора).

Cadoceras (Streptocadoceras) variabile Spath, 1932
Фототаблица, фиг. 2а, 2б

Cadoceras variabile: Spath, 1932, с. 75, табл. XVIII, фиг. 1; табл. XIX, фиг. 1а–с; Воронец, 1962, табл. 20, фиг. 3; Poulton, 1987, с. 56, табл. 27, фиг. 1; Меледина, Нальняева, 1991, с. 74.

Cadoceras crassum: Frebold, 1961, с. 17, табл. XIV, фиг. 2; ?табл. XVII, фиг. 1.

Cadoceras (Streptocadoceras) variabile: Меледина, 1994; табл. VI, фиг. 2а, 2б; табл. VIII, фиг. 1а, 1б; 2а, 2б; табл. XII, фиг. 2.

Голотип: Spath, 1932, табл. XIX, фиг. 1а–с. Британский Музей. Формация Вардеклефт, ? бат, Восточная Гренландия.

Материал. Три почти полных, немного деформированных ядра.

Раковины диаметром от 85 до 95 мм со слабо выпуклыми или уплощенными латеральными и выпуклой вентральной сторонами. Толщина оборота соответствует примерно половине его диаметра, сечение закругленно-трапециевидное, немного вытянутое в ширину. Умбиликус умеренно широкий (У/Д = 30–33%). Умбиликальная воронка чашеобразная с пологой стенкой и закругленным перегибом, ее диаметр составляет 43–45% от диаметра оборота. Жилая камера занимает 4/5 оборота. Устье нависающее в виде козырька, окаймлено пережимом.

На внутренних оборотах развиты ребра преимущественно двураздельные наклоненные вперед, берущие начало на верхней половине умбиликальной стенки, а на перегибе образующие ряд удлиненных бугорков. Имеются редкие вставные ребра. На латеральных сторонах ребра затухают к началу жилой камеры, хотя могут сохраняться и дольше. Вентральная сторона гладкая. Количество бугров на последнем обороте соответствует 19–20; на внутренних оборотах их 21–24.

Сравнение. Вид C. (S.) variabile Spath отличается от вида C. (S.) subtenuicostatum Vor. (Воронец, 1962,

Таблица

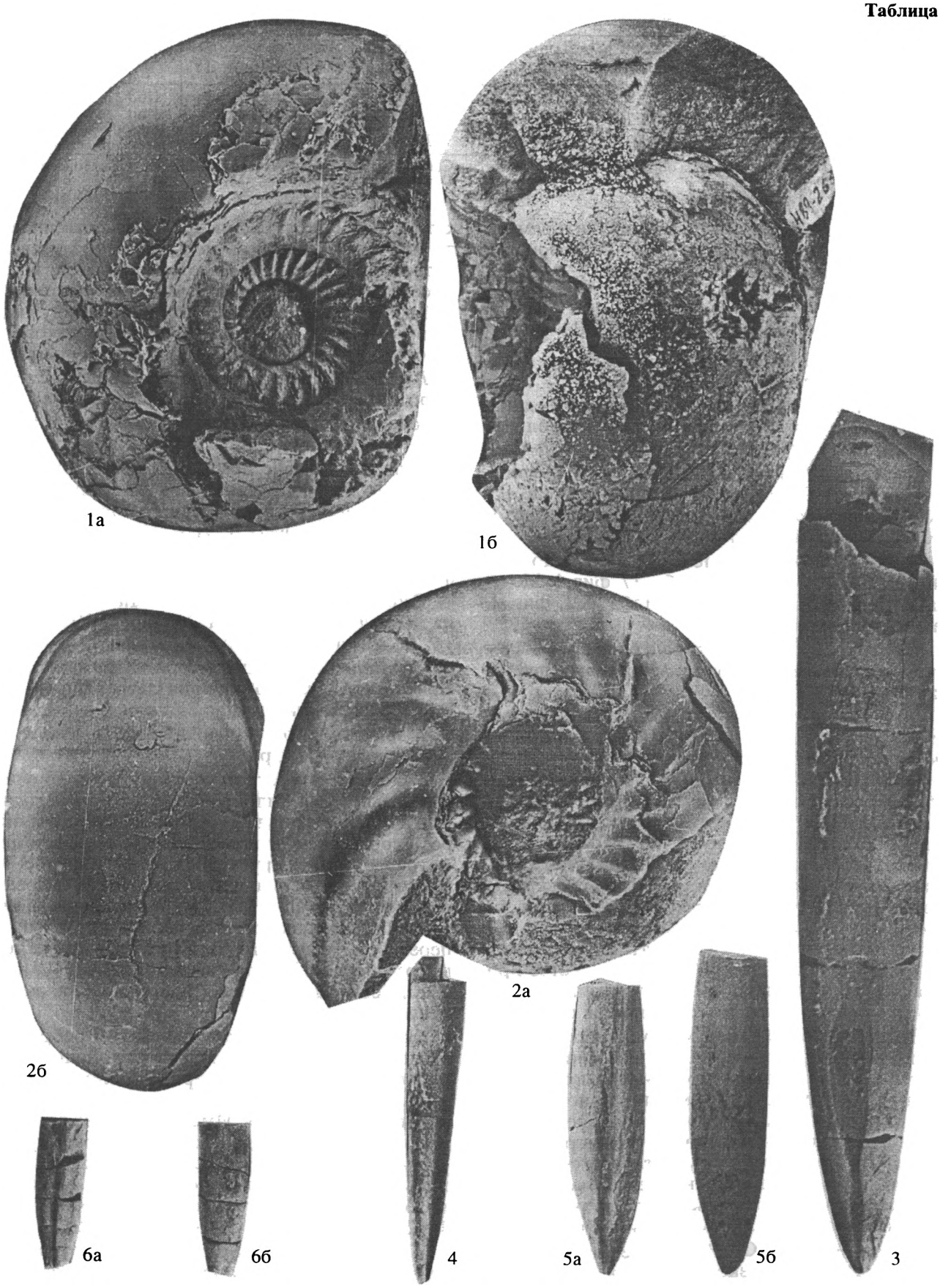


Таблица замеров параметров раковины в мм (в % от диаметра)

Номер экз.	Диаметр, Д	Высота оборота, В	Толщина оборота, Т	Диаметр умбиликуса, У	Диаметр умбиликуса воронки, ДУ	Т/В	Количество бугров
489–214	93	33(35.4)	46(49.4)	28(30)	42(45)	1.4	19
489–506	87	–	–	–	–	–	–
	83	33(40)	39(47)	27(32.5)	38(45.7)	1.2	20
	73	27(37)	38(52)	22(30)	32(44)	1.4	24
489–508	85	34(40)	40(47)	28(33)	39(43)	1.1	20

с. 53, табл. XVII, фиг. 1а, 1б; 2а, 2б; 3а, 3б; табл. XX, фиг. 2а, 2б) более толстыми и редкими ребрами на фрагмоконе и затуханием ребер, обычно полным на жилой камере; а также меньшей относительной толщиной и высотой сечения оборотов (Т/Д соответственно 47–50%, против 45–65%, а В/Д – 35–40%, против 37–45%) и более закругленным умбиликальным перегибом на жилой камере.

По форме и размеру относительно узкого умбиликуса и умбиликальной воронки вид C. (S.) variabile близок виду C. (S.) bodylevskyi (Frebold, 1961, с. 10, табл. XII, фиг. 1а–с; табл. XIX, фиг. 1, 2). Однако в отличие от упомянутого вида у C. (S.) variabile раковина более уплощенная (на 7–20%), сечение оборотов низкое и широкое, а умбиликальный перегиб более полого закругленный.

Распространение. Верхний бат, слои с C. variabile на р. Пижма (бассейн р. Печора); верхняя часть (слои с C. variabile) зоны Cadoceras barnstoni в Восточной Сибири; зона C. variabile в Восточной Гренландии; зона C. barnstoni в Западной Канаде.

Описание белемнитов

Belemnopsis sp. ind. (Belemnopsis ? ex gr. latesulcatus Orb.)
Фототаблица, фиг. 5а, 5б; 6а, 6б

Неполные ростры, среднего размера, веретеновидной формы. На брюшной стороне наблюдается широкая, неглубокая борозда, протягивающаяся через всю длину роста. Поперечное сечение округлое, сжатое в спинно-брюшном направлении.

Ростры, особенно экз. № 89.2, могут быть сравнимы с Belemnopsis latesulcatus Orb. (Pugaczewska, 1961, с. 150, табл. XI, фиг. 12).

Распространение вида Belemnopsis latesulcatus – бат–келловей Германии, Франции, Швейцарии, Англии, Польши, Кавказа. Belemnopsis sp. ind. (B. ? ex gr. latesulcatus) найдены в среднем бате, в слоях с Arcticoceras ishmae и A. harlandi на р. Ижма (руч. Дрещанка).

Аммониты и белемниты из бата и келловея Печорского Севера.

1а, 1б – Cadoceras (Paracadoceras) pishmae Meledina. Экз. № 489–263: а – вид сбоку, б – вид с вентральной стороны. Река Пижма, обн. 14, сл. 1. Нижний келловей, слои с C. pishmae. 2а, 2б – Cadoceras (Streptocadoceras) variabile Spath. Экз. № 489–214: а – вид сбоку, б – вид с вентральной стороны. Река Пижма, обн. 13, сл. 1. Верхний бат, слои с C. variabile. 3 – Pachyteuthis (Pachyteuthis) tschernyschewi (Krimholz). Экз. № 89–1: вид с брюшной стороны. Река Ижма, ручей Дрещанка. Средний бат, слои с Arcticoceras ishmae и A. harlandi. Описание вида см.: Сакс, Нальняева, 1966, с. 23. 4 – Paramegateuthis ishmensis (Gustomesov). Экз. № 89–4. Вид со спинной стороны. Место нахождения и возраст те же. Описание вида см.: Сакс, Нальняева, 1975, с. 64. 5, 6 – Belemnopsis sp. ind. (B. ? ex gr. latisulcatus Orb.). 5 – экз. № 89–2: а – вид с брюшной стороны, б – вид со спинной стороны. 6 – экз. № 89–3: а – вид с брюшной стороны, б – вид со спинной стороны. Место нахождения и возраст те же.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бодылевский В.И. Юрская система // Геология СССР: Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Ч. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 631–665.

Воронец Н.С. Стратиграфия и головоногие моллюски юрских и нижнемеловых отложений Лено-Анабарского района. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 236 с.

Густомесов В.А. Новые позднеюрские и валанжинские белемниты Европейской части Зауралья // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Ч. II. М.: Наука, 1960. С. 190–209.

Густомесов В.А. Бореальные позднеюрские белемниты (Cylindroteuthinae) Русской платформы // М.: Наука, 1964. С. 91–210.

Ильина В.И. Расчленение бат-оксфордских отложений Русской платформы по диноцистам // Стратиграфия и палеогеография осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 42–64.

Камышева-Ельпатьевская В.Г., Николаева В.П., Троицкая Е.А. Стратиграфия юрских отложений Саратовского правобережья по аммонитам. Л.: Госгеолтехиздат, 1959. 227 с.

Козлова Г.Э., Колпенская Н.Н., Никифорова Е.В. и др. Микрофоссилии и биостратиграфия юрско-меловых отложений Баренцоворского шельфа // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 1994. С. 49–50.

Кравец В.С., Месежников М.С., Слонимский Г.А. Строение юрско-меловой толщи в бассейне р. Печоры // Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР. Л., 1976. Тр. ВНИГРИ. Вып. 388. С. 27–41.

Крымгольц Г.А. Верхнеюрские Cylindroteuthinae Тимана, бассейна р. Сысолы и Оренбургской губернии. Л.: Изд. Геолкома, 1929. Т. 48. № 7. С. 1021–1060.

Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловея Сибири. М.: Наука, 1977. 289 с.

Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловея суббореальных районов СССР. М.: Наука, 1987. 182 с.

Меледина С.В. Бореальная средняя юра России. Новосибирск: Наука, 1994. 182 с.

Меледина С.В., Захаров В.А. Последовательность аммонитовых зон бата и келловея бассейна р. Печоры как ключевая для зональной корреляции средней юры Сибири со стандартом // Геология и геофизика. 1996. № 2. С. 25–36.

Меледина С.В., Нальняева Т.И. Корреляционное значение Печорского Севера для сопоставления зональных шкал средней юры Сибири и Западной Европы // Палеонтология и корреляция разнопровинциальных и полифациальных отложений. Тез. докл. XXXVII сессии ВПО. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1991. С. 73–75.

Нальняева Т.И. Биостратиграфический и биогеографический анализ комплексов белемнитов верхней юры и неокома бассейна р. Печоры // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983. С. 113–121.

Нальняева Т.И. Келловейские белемниты Русской равнины и их стратиграфическое значение // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 137–145.

Палеогеография Севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 190 с.

Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А. и др. Палеозоогеография морей Бореального пояса в юре и неокоме // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 179–221.

Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты севера СССР. Роды Cylindroteuthis и Lagonibelus. М.: Наука, 1964. 157 с.

Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты севера СССР. Роды Pachyteuthis и Acroteuthis. М.: Наука, 1966. 259 с.

Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Ранне- и среднеюрские белемниты севера СССР. Megateuthinae и Pseudodicoelitinae. М.: Наука, 1975. 190 с.

Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. 433 с.

Теодорович В.И., Возженникова Т.Ф. О морском генезисе среднеюрско-нижнемеловой толщи Притиманья // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971. № 6. С. 62–68.

Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 1993. 71 с.

Чирва С.А. Детальные стратиграфические исследования при палеогеографических реконструкциях осадочных бассейнов // Методические аспекты стратиграфических исследований в нефтегазоносных бассейнах. Л.: ВНИГРИ, 1989. С. 23–30.

Чирва С.А., Куликова Н.К. Состояние стратиграфической изученности мезозоя Тимано-Печорской провинции и задачи дальнейших исследований // Стратиграфия фанерозоя нефтегазоносных районов России. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 1993. С. 78–97.

Чирва С.А., Яковлева С.П. Строение и биостратиграфия пограничных слоев континентальной и морской юры Тимано-Уральской области // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1982. С. 57–65.

Яковлева С.П. Агглютинированные фораминиферы в юрской биостратиграфии Бореального пояса // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 1993. С. 125–126.

Challinor A.B., Doyle P., Howlett R.J., Howlett R.J., Nalnjaeva T.I. Belemnites of the Circum-Pacific region // The Jurassic of the Circum-Pacific. Kambridge University Press. 1992. P. 334–342.

Davies E.H. The dinoflagellate Oppel-zonation of the Jurassic–Lower Cretaceous sequences in the Sverdrup Basin, Arctic Canada // Geol. Surv. Canada. 1983. Bull. 359. P. 35–59.

Fensome R.A. The Jurassic dinoflagellate genera Wanaea and Energlinia: their morphology and evolution // N. Jb. Geol. Palaontol. 1981. Abh. 161. P. 47–61.

Frebold H. The Jurassic faunas of the Canadian Arctic. Middle and Upper Jurassic ammonites // Geol. Surv. Canada. 1961. V. 74. P. 1–43.

Helby R., Morgan R., Partrigge A.D. A palynological zonation of the Australian Mesozoic // Jell. P.A. (ed.). Studies in Australian Mesozoic palynology, 1987. P. 1–93.

Ilyina V.I. Dinoflagellate cyst zonation of the Bathonian-Oxfordian of the Russian Platform // Proceedings, 3rd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Poitiers, France, 1991. V. 1. P. 71.

Jeletzky J.A. Contribution to the Jurassic and Cretaceous geology of northern Yukon Territory and district of Mackenzie, Northwest Territories // Pap. Geol. Surv. Canada: 1974. Pap. 74–10. P. 73.

Poulton T.P. Zonation and Correlation of Middle Boreal Bathonian to Lower Callovian (Jurassic) Ammonites, Salmon Cache Canyon, Porcupine River, Northern Yukon // Geol. Surv. Canada, 1987. Bull. 358. P. 1–155.

Pugaczewska H. Belemnoids from the Jurassic of Poland // Acta paleontol. Warszawa, 1961. V. 6. 236 p.

Riding J.B. Dinoflagellate cyst range-top biostratigraphy of the uppermost Triassic to lowermost Cretaceous of North-West Europe // Palynology. 1984. V. 8. P. 195–210.

Riding J.B., Thomas J.E. Dinoflagellate cyst of the Jurassic System // Powel A.J. (ed.). A. Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts. British Micropalaeontological Series. London, 1992. 290 p.

Riley L.A., Fenton J.P.G. A dinocyst zonation of the Callovian to Middle Oxfordian succession (Jurassic) of North-West Europe // Palynology. 1982. V. 6. P. 193–202.

Sarjeant W.A.S. The dinoflagellate cysts of the Gonyaulacysta group: a morphological and taxonomic restudy // American Association of stratigraphic Palynologists, Contributions Series, 1982. № 9. P. 1–80.

Smelror M. Bathonian to Early Oxfordian dinoflagellate cysts and acritarchs from Kong Karls Land, Svalbard // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1988. V. 56. P. 275–304.

Smelror M., Below R. Dinoflagellate biostratigraphy of the Toarcian to Lower Oxfordian (Jurassic) of the Barents Sea region // Arctic Geology and Petroleum Potential, NPF Special Publication 2. Amsterdam, Elsevier, 1992. P. 495–513.

Spath L. The invertebrate faunas of the Bathonian–Callovian deposits of Jameson Land (East Greenland) // Medd. Greenland, 1932. V. 87. № 7. P. 1–158.

Stoyanova-Vergilova M. Genus Paramegateuthis Gustomesov (Belemnitida) in Bulgaria // Год Софийск. ун-т. Геол.-геоф. фак. 1982. V. 73. № 1. P. 251–256.

Stoyanova-Vergilova M. An attempt for a correlation of belemnites with Bajocian ammonite zones in Bulgaria // Mem. Descr., Carta Geol. d'Italia. 1990. V. XL. P. 269–280.

Рецензенты В.А. Захаров, А.Б. Герман

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1998, том 6, № 3, с. 43–55

УДК 551.763+551.781(571.62)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ МАЛОМИХАЙЛОВСКОЙ ФЛОРЫ (ВЕРХНИЙ МЕЛ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ)

© 1998 г. М. А. Ахметьев*, Л. Б. Головнева**

*Геологический институт РАН
109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
**Ботанический институт РАН
197376 Санкт-Петербург, ул. Проф. Попова, 2, Россия

Поступила в редакцию 23.12.96 г.

Изучена и описана датская флора в окрестностях Маломихайловки из одноименной свиты, выполняющей небольшую межгорную впадину на северном окончании Сихотэ-Алинского вулканического пояса. По доминирующим таксонам и составу растительных группировок флора заметно отличается от одновозрастных с ней цагаянской флоры Зее-Буреинской впадины, флор Западного Сахалина и восточного Сихотэ-Алиня. Описан новый род Amurocyparis с типовым видом A. sokoloviae, а также Larix puerensis sp. nov., Cryptomerites tutshkovii sp. nov., Corilites amurensis sp. nov. Palaeocarpinus pacifica sp. nov. Последний род впервые обнаружен в России.

Ключевые слова. **Флора, даний, Амур, туфогенно-осадочные отложения, папоротники, хвощи, хвойные, палинокомплекс, Amurocyparis.**

Маломихайловская флора происходит из туфогенно-осадочной пачки мощностью около 25 м, которая обнажается на правом берегу Амура в цоколе 6–8-метровой амурской террасы. Этот разрез находится между несуществующими ныне поселками Маломихайловка и Пат, в том месте, где с противоположной стороны долины Амура близко к реке подходят северо-восточные отроги хребта Чаятын (рис. 1). Ископаемые растения впервые были собраны здесь Е.И. Соколовой (Соколова, 1940) в 1934 г. В дальнейшем геологическое строение участка местонахождения и флористические остатки изучались И.И. Тучковым, З.П. Потаповой, В.И. Суховым, Л.П. Ботылевой, Т.Н. Байковской, М.М. Кошман, В.А. Вахрамеевым, М.А. Ахметьевым, Г.М. Братцевой (Вахрамеев, 1960; Тучков, 1960; Верещагин, Потапова, 1966; Сухов, 1967; Ахметьев и др., 1976; Ахметьев, 1993). Однако до сих пор маломихайловская флора оставалась недоизученной в систематическом отношении и не существует единого мнения по поводу стратиграфического положения вмещающих ее слоев. Значение этой флоры, помимо приуроченности к мел-палеогеновой границе, определяется тем, что в отличие от остальных переходных мел-палеогеновых флор Северо-Восточной Азии, которые происходят либо из отложений приморских низменностей, обращенных к океану, либо обширных внутриконтинентальных депрессий, типа Амуро-Зейской, маломихайловская флора собрана из слоев, формировавшихся в небольшой межгорной впадине в западной окраинной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса, удаленной от океана. Поэтому она отражает несколько другой тип растительности, так как днище впадины было расположено на более высоких гипсометрических отметках. Кроме того, в отличие от большинства остальных флор пояса, она имеет прекрасную сохранность, что и позволило описать ряд новых характерных для этого региона растений.

Наиболее подробное изучение флороносной части разреза с послойными сборами ископаемых

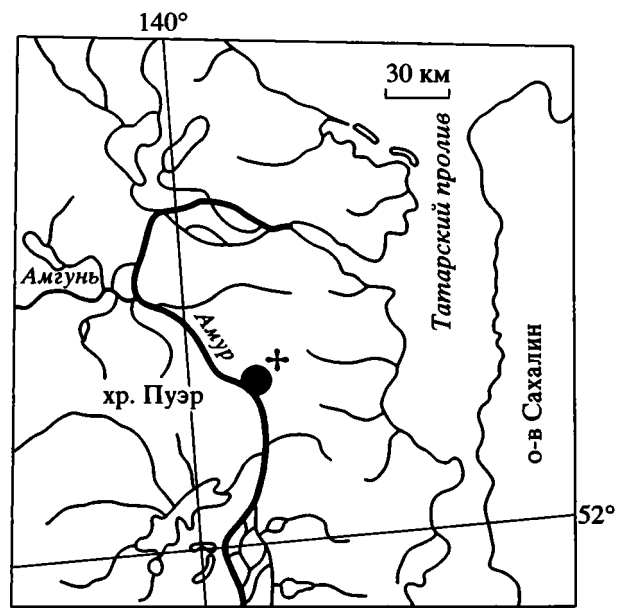


Рис. 1. Схема расположения местонахождения маломихайловской флоры.

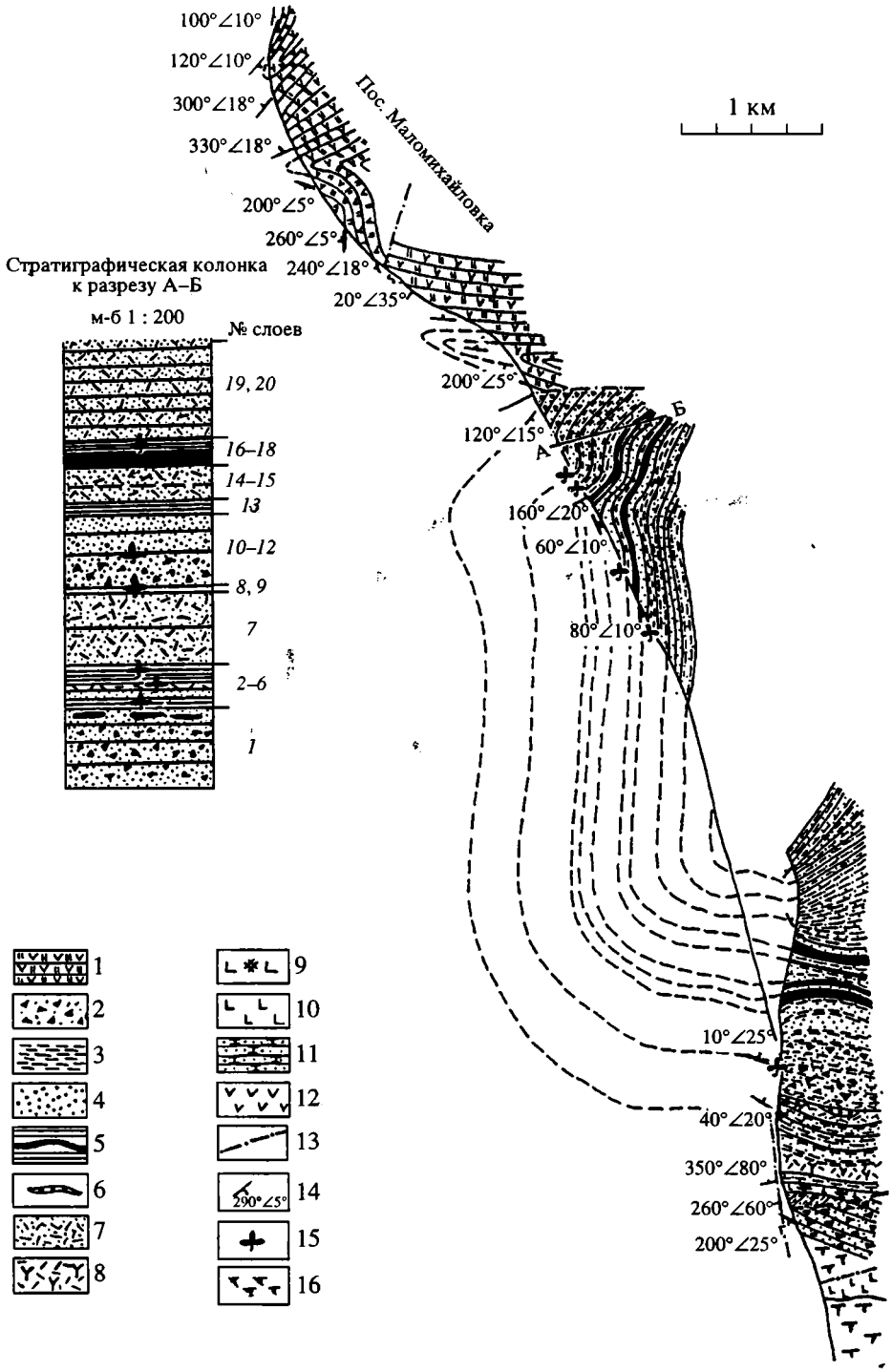


Рис. 2. Схематический геологический план берега Амура на участке Маломихайловка–Пат (составили М.А. Ахметьев, Ю.А. Иванов). 1 – андезито-дациты; 2 – туфы и туфопесчаники грубозернистые; 3 – туффиты и туфоалевролиты; 4 – туфопесчаники мелко- и среднезернистые; 5 – лигниты и углистые аргиллиты; 6 – линзы туфоконгломератов и туфогравелитов; 7 – туфы кислого состава; 8 – дациты; 9 – миндалекаменные андезито-базальты; 10 — базальты; 11 – песчаники; 12 – андезиты; 13 – разрывные нарушения; 14 – элементы залегания пород; 15 – места находки ископаемой флоры; 16 – рыхлые четвертичные отложения. Цифры справа от колонки – № слоев.

растений было проведено М.А. Ахметьевым и В.А. Вахрамеевым (Ахметьев и др., 1976). Флороносные слои обнажаются на протяжении нескольких километров к югу от бывшей южной окраины поселка Маломихайловки. Они образуют пологую синклинальную складку северо-восточного простирания с углами падения на крыльях 10°–12° (рис. 2) и представлены пестрым по составу паке-

том осадков с чередованием вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Фундаментом флороносной толщи служат разнородные по возрасту и составу эффузивы и пирокласты, с севера – андезитовые, с юга риолитового и дацитового состава, на которых она лежит с перерывом. К юго-востоку тонкообломочные отложения туфогенно-осадочной пачки замещаются грубообломочными риолитовыми туфами. Радиологический возраст андезитов оценивается в 74 млн. лет (определение Т.Г. Ковальчук, ДВГУ, устное сообщение, 1969). И.И. Тучков (1960) рассматривал туфогенно-осадочную пачку в качестве верхнего члена выделенной им маломихайловской свиты. В ее состав, кроме флороносных слоев, он включал андезиты. Однако, учитывая наличие тектонического контакта с подстилающими андезитами и замещение флороносной пачки по простиранию породами риолитового состава, было высказано мнение о нецелесообразности отнесения андезитов Маломихайловки и туфогенно-осадочной пачки с флорой к одной свите (Ахметьев и др., 1976).

Разрез флороносной пачки представлен на рис. 2 и состоит из следующих слоев:

1. Туфопесчаники грубозернистые неясно-слоистые. В средней части разреза прослой с остатками ископаемой древесины 4 м

2. Туффиты светло-коричневые, переходящие выше по разрезу в туфоалевролиты темно-серые окремненные 0.8 м

3. Туфоалевролиты темно-серые углистые 0.15 м

4. Туффиты темно-серые, чередующиеся с туфопесчаниками. Мощность отдельных прослоев 0.5–0.6 м 2–2.5 м

5. Туфоалевролиты темно-серые углистые 0.2 м

6. Туффиты темно-серые 0.5 м

7. Туфопесчаники ржаво-бурые от средне- до грубозернистых, чередующиеся с туффитами и туфоалевролитами 3.2 м

8. Туфоалевролиты темно-серые углистые 0.05 м

9. Туффиты темно-серые 0.6 м

10. Туфопесчаники коричневые грубозернистые 1.3 м

11. Туфоаргиллиты темно-серые углистые 0.12 м

12. Туфопесчаники крупнозернистые с прослоями туфоалевролитов 1.5 м

13. Туфоаргиллиты темно-серые углистые 0.15 м

14. Туфопесчаники грубозернистые с караваевидной и шаровой отдельностями 2.5 м

15. Туфы коричневато-серые мелкообломочные в переслаивании с туффитами 1 м

16. Туфоалевролиты темно-серые углистые 0.2 м

17. Туфы мелкообломочные 0.5 м

18. Лигниты 0.5 м

19. Туфы светло-серые мелкообломочные 1 м

20. Туфопесчаники темно-коричневые мелкозернистые с тонкими прослоями углистых аргиллитов 3 м

Прослои лигнитов, заключенные в пачках углистых аргиллитов и песчаников, структурно-текстурные признаки пород и состав ископаемых растений, обычно приуроченных к заболоченным местообитаниям, указывают на то, что накопление флороносных слоев происходило в межгорном бассейне в окружении вулканических построек, откуда сносился вулканический материал. Гидрологический режим в бассейне не оставался постоянным: лигниты и углистые алевролиты с остатками растений свидетельствуют о заболачивании, а линзы косослоистых гравелитов и мелких галечников – об аллювиальном характере осадков.

Ископаемые мегафоссилии были встречены в слоях 2, 6, 9, 11, 13, 20. Наиболее насыщенным ими оказался слой 2. В базальной части слоя в массовом количестве (более 100 экз.) встречены остатки хвощей. В подчиненном количестве (десятки экземпляров) обнаружены фрагменты перьев папоротника Onoclea и единично – мегастробилов Pinaceae. В туфоалевролитых в сотнях экземпляров встречаются остатки побегов Metasequoia и чуть меньше – Fokieniopsis, Cryptomerites, Amurocyparis и папоротника Dennstaedtia. В значительно меньшем количестве были найдены остатки оноклеи, мхов, фрагменты листьев Corylites, микро- и мегастробилов таксодиевых.

Слой 6 также оказался насыщенным растительными остатками. Среди них преобладают побеги Metasequoia (сотни экземпляров) и листья Corylites (десятки экземпляров). В подчиненном количестве (10–15 экз.) встречены папоротники Dennstaedtia и Onoclea, побеги Amyrocyparis, остатки хвощей. Здесь же найдено всего два экземпляра листьев Trochodendroides ex gr. arctica (Heer) Berry.

В слое 9, менее богатом, встречены до 10–15 экз. плохой сохранности остатков Corylites и Metasequoia.

Весьма насыщенным оказался слой 11, особенно его подошва. Здесь, на контакте с подстилающими грубозернистыми песчаниками аллювиального происхождения, найдены остатки хвощей, несколько отпечатков листьев Ginkgo, более десяти отпечатков плодов Nyssidium и массовое количество листьев Trochodendroides и побегов Metasequoia.

В слое 13 в большом количестве были встречены перышки Onoclea. В слое 20 (туфопесчаники) найдены фрагменты хвощей.

Наиболее устойчиво повторяется ассоциация остатков Corylites–Metasequoia, иногда с примесью Amurocyparis, Fokieniopsis и Dennstaedtia, приуроченная к углистым туффитам. Можно предположить, что она отражает наиболее распространен-

ный тип береговой растительности небольшого водоема. Остатки хвощей и папоротника Onoclea образуют преимущественно монодоминантные захоронения, причем первые приурочены к более грубым разностям осадков, а вторые к более тонким. Это, в общем, соответствует современным условиям произрастания этих растений. Некоторые виды хвощей часто занимают недавно образовавшиеся отмели, а оноклея образует заросли в заболоченных низинах. Интересна раздельная встречаемость листьев Corylites и Trochodendroides в этом местонахождении. Оба эти вида явно были доминантами и они найдены в ассоциации с обильными остатками Metasequoia. Массовые находки Trochodendroides приурочены к более грубым разностям на контакте слоев 10 и 11, так же как и остатки Ginkgo. Возможно, что произрастание этих видов было связано с более возвышенными участками с хорошо аэрируемыми почвами типа прирусловых валов. В других местонахождениях близкого возраста и фациальной принадлежности явных связей такого типа не наблюдается. Остатки Cryptomerites, шишек и хвои Larix и других неопределенных сосновых встречаются значительно реже. Возможно, это элементы склоновой или низкогорной растительности, принесенные из более удаленных от водоема участков, особенно это касается лиственницы.

В целом в составе маломихайловской флоры определены следующие растения: Equisetum sp., Muscites sp., Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer, Asplenium sp., Onoclea hebridica (Forbes) Johnson, Dennstaedtia tschuktschorum Krysht., Metasequoia occidentalis (Newb.) Chaney, Fokieniopsis catenulata (Bell) Mclver et Basinger, Cryptomerites tutshkovii sp. nov., Amyrocyparis sokoloviae gen. et sp. nov., Pityospermum sp, Pityostrobus sp., Larix puerensis sp. nov., Corylites amurensis sp. nov., Palaeocarpinus pacifica sp. nov., Trochodendroieds ex gr. arctica (Heer) Berry, Trochodendroides sp., Nyssidium, arcticum (Krysht.) Iljinsk. Эта флора не богата по своему составу. Ее доминанты: Corylites, Metasequoia, Trochodendroides, Nyssidium, Onoclea, Dennstaedtia, Fokieniopsis, Ginkgo, – являются типичными представителями флор конца мела–начала палеогена. Для большинства из них характерны широкое распространение и высокая индивидуальная изменчивость. Кроме Trochodendroides ex gr. arctica в маломихайловской свите изредка встречается еще один тип листьев Trochodendroides удлиненной формы с частыми острыми зубцами (рис. 3, фиг. 8). С отпечатками листьев Corylites amurensis ассоциируются плоды Palaeocarpinus pacifica, которые являются первыми находками этого рода на территории России. Значительный интерес вызывают побеги Amyrucyparis и Larix, найденные в органической связи с женскими шишками. Остатки Larix puerensis являются одними из древнейших достоверных находок этого рода. Генеративные органы кипарисовых очень редко встречаются в меловых и палеогеновых отложениях и имеют большое значение для изучения эволюции этого семейства.

По своему составу маломихайловская флора имеет наибольшее сходство с датской бошняковской флорой Сахалина (Красилов, 1979), позднемаастрихт-датской рарыткинской флорой Корякского нагорья (Головнева, 1994) и маастрихтской флорой самаргинской свиты Сихотэ-Алиня (Олейников, Неволина, 1985). Все эти флоры характеризуются доминированием остатков Metasequoia и различных видов Corylus с участием Trochodendroides. В рарыткинской флоре это Corylus beringiana (Krysht.) Golovn., в бошняковской – Corylus (Corylites) protoinsignis Krassilov, в самаргинской – Corylus sp. Наибольшее сходство с маломихайловской наблюдается у самаргинской флоры, которая также отражает растительность Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Характерными хвойными самаргинской флоры, наряду с Metasequoia, являются типичные меловые элементы Sequoia sp. и Thuja cretacea Newb. Кроме того, в ней доминирует другой представитель березовых и присутствуют некоторые более древние таксоны покрытосеменных растений. Маастрихтский возраст самаргинской флоры, которая по составу мегафоссилий близка к датским флорам, определяется по радиологическому возрасту пород и палинологическим данным. Радиологический возраст отложений самаргинского горизонта разными авторами оценивается от 50 до 75 млн. лет (Олейников, 1978; Филимонова, 1983; Михайлов, Грачева, 1987; Матюнин, 1988). Этот интервал соответствует как позднему кампану–маастрихту, так и данию, если принимать за границу мела и палеогена рубеж в 65 млн. лет (Harland et al., 1990). Однако палинокомплексы самаргинской свиты характеризуются преобладанием пыльцы из родов Aquilapollenites, Mancicorpus, Wodehouseia, Orbiculapollis, Ulmoidepites и являются типичным маастрихтским (Маркевич, 1987). Флора Corylites amurensis–Metasequoia кроме Нижнего Приамурья (маломихайловский комплекс), встречается еще в верхней части левособолевской свиты, которая по своему стратиграфическому положению находится выше самаргинской свиты. Палинокомплексы из левособолевской свиты (Маркевич, 1995) характеризуются резким сокращением маастрихтских форм и преобладанием пыльцы бетулоидного и мирикоидного типов. В спектрах вместо разнообразных цветковых начинают доминировать таксодиевые и возрастает роль спор папоротников. Эти палинокомплексы датируются ранним данием или поздним маастрихтом–ранним данием. Палинокомплексы из флороносных слоев маломихайловской свиты имеют сходный состав и также датируются ранним палеоценом (Ахметьев и др., 1976).

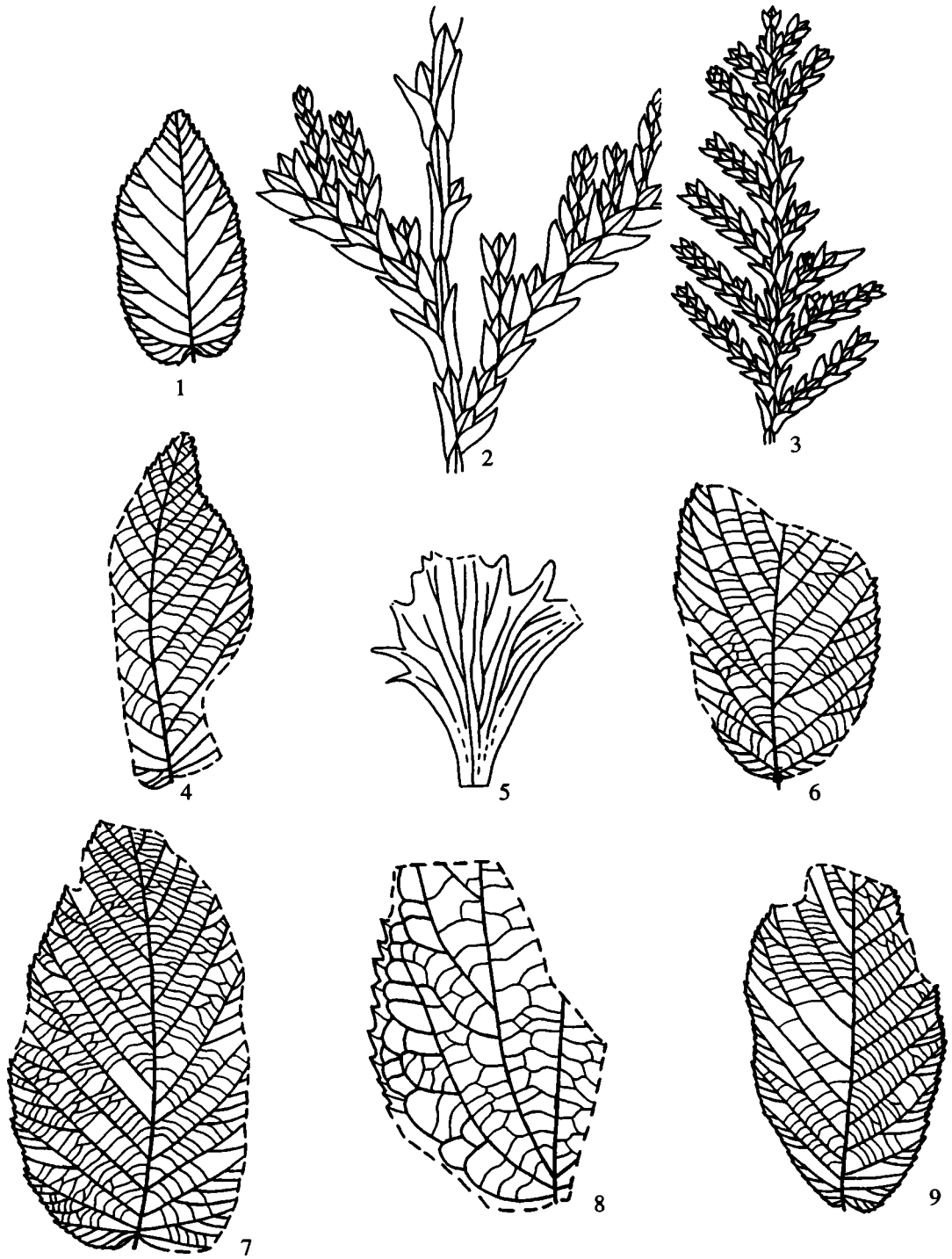


Рис. 3. Ископаемые растения дания и маломихайловской свиты Нижнего Приамурья.
1 – листья Corylites amurensis Golovn. et Akhmetiev, обр. 3808/121, ×1; 2, 3 – Amurocyparis sokoloviae: 2 – обр. 110, паратип, ×2, 3 – обр. 389, ×2; 4 – листья Corylites amurensis Golovn. et Akhmetiev, обр. 3808/603, ×1; 5 – Palaeocarpinus pacifica, обр. 3с, голотип, ×7; 6, 7 – листья Corylites amurensis Golovn. et Akhmetiev: 6 – обр. 3808/116, ×1; 7 – обр. 3808/295а, ×1; 8 – Trochodendroides sp., обр. 3808/394, ×1; 9 – листья Corylites amurensis Golovn. et Akhmetiev, обр. 3808/370, ×1.

Таким образом, возраст маломихайловской флоры устанавливается как датский, возможно захватывая верхи маастрихта. По палинологическим данным ей наиболее близки верхнецагаянская, бошняковская и верхнерарыткинская флоры. Надо отметить, что датский возраст для маломихайловской флоры предполагался с самого начала ее изучения (Соколова, 1940) на основе со-

поставления с цагаянской флорой Амурской области, хотя цагаянская флора представляет собой несколько иной тип датских флор с преобладанием ассоциации Trochodendroides–Taxodium, а не Corylites–Metasequoia. Дальнейшие стратиграфические и флористические исследования разных авторов позволили устанавливать это возрастное определение все более и более обоснованно.Ниже приводятся описания новых таксонов маломихайловской флоры. Они основываются на коллекции ископаемых растений, собранной В.А. Вахрамеевым и М.А. Ахметьевым в 1973 г. В настоящее время эта коллекция хранится в лаборатории палеофлористики Геологического института РАН в Москве под № 3808.

Семейство Cupressaceae

Род Amurocyparis Golovn. et Akhmetiev, gen. nov.

Название рода по р. Амур.

Типовой вид – Amurocyparis sokoloviae sp. nov: даний, маломихайловская свита Нижнего Приамурья.

Диагноз. Побеги ветвятся в одной плоскости, преимущественно очередно, редко супротивно. листорасположение декуссатное. Листья чешуевидные. Фациальные листья плоские, прижатые к стеблю, их верхушки перекрывают основания вышележащих латеральных листьев, которые серповидно изогнуты, с широким основанием и заостренной свободной верхушкой.

Семенные шишки округлые, мелкие, 2.5–3 мм в диаметре, расположены терминально на коротких облиственных боковых побегах, отходящих поочередно или с одной стороны побега из пазух латеральных листьев. После рассеивания семян шишки остаются на побеге. Шишки состоят из четырех деревянистых чешуй обратно-треугольной или округло-ромбовидной формы. Микростробилы около 1 мм в диаметре, состоят из нескольких пар чешуй, расположены терминально на концах коротких акроскопических ответвлений.

Видовой состав. A. sokolviae – типовой вид, A. corpulenta (Bell) Golovn. (=Thuites corpulentus Bell, 1957:35, pl. 18, fig. 8; = Chamaecyparis corpulenta (Bell) McIver, 1994), сантон, формация Comox, о-в Ванкувер.

Сравнение. Побеги Amurocyparis наиболее сходны по морфологии листьев с побегами кипарисовых триб Thujopsideae и Cupresseae. Облиствление побегов A. corpulenta ближе всего к таковому у рода Thuja. Их латеральные листья серповидно изогнуты и плотно облегают побег. Свободной остается только заостренная верхушка. У A. sokoloviae латеральные листья имеют длинные свободные концы. Сходные побеги наблюдаются в роде Chamaecyparis, в частности у C. nootkatensis (D. Don) Spach. Однако у кипарисовых триб Thujopsideae и Cupresseae не встречается супротивное ветвление, которое характерно для представителей трибы Libocedreae из южного полушария, а также для ископаемого рода Mesocyparis из маастрихтских и палеоценовых отложений Северо-Востока России, Канады и Шпицбергена (McIver, Basinger, 1987; Головнева, 1988, 1994; McIver, Aulenback, 1994). У некоторых представителей Libocedreae, а также у маастрихтского Mesocyparis umbonata McIver et Aulenback наблюдается сочетание супротивного и очередного ветвления (McIver, 1994). Фрагменты супротивных побегов A. sokolovie практически не отличимы от таковых Mesocyparis. Но если для M. umbonata супротивное ветвление является правилом, а очередное – исключением, то для Amurocyparis более характерно очередное ветвление, а побеги с супротивным ветвлением составляют не более 5%.

Семенные шишки Amurocyparis имеют наибольшее сходство с шишками Mesocyparis. Они такие же мелкие и состоят из четырех деревянистых чешуй, каждая из которых несла, по-видимому, по два семени. Однако шишки у Mesocyparis сидячие, расположены в супротивных парах, сериями, на специальных безлистных побегах. У Amurocyparis шишки терминальные, располагаются на коротких боковых облиственных веточках, которые отходят поочередно или с одной стороны побега. Такое расположение шишек характерно для большинства кипарисовых. Среди современных кипарисовых сходные мелкие четырехчешуйчатые шишки имеет только Microbiota decussata Komarov (хребет Сихотэ-Алинь) из трибы Thujopsideae, но чешуи у Microbiota не деревянистые, а кожистые, и в шишке образуется только одно семя.

Мак Ивер считает шишки, подобные Amurocyparis, наиболее сходными с шишками рода Chamaecyparis (McIver, 1994) и относит находки с Ванкувера к этому роду. Однако шишки Chamaecyparis значительно крупнее и имеют многочисленные пельтатные чешуи.

Строение и расположение микростробилов у Amurocyparis очень сходно с таковым у Mesocyparis.

Таким образом, ископаемый род Amurocyparis по ветвлению побегов и строению семенных шишек имеет наибольшее сходство с родом Mesocyparis, а по морфологии побегов и листьев и расположению шишек – с кипарисовыми из триб Thujopsideae и Cupresseae. Морфологические признаки рода Mesocyparis встречаются как у Thujopsideae, так и у Libocedreae. В отличие от него Amurocyparis значительно ближе к Thujopsideae и другим кипарисовым из северного полушария.

Amurocyparis sokoloviae Golovn. et Akhmetiev, sp. nov.

Табл. I, фиг. 1–4, 7–10, 12, табл. II, фиг. 1, рис. 3, фиг. 2, 3, Androvettia catenulata Bell; Ахметьев, 1993, табл. III, фиг. 4, 5, 7 13, табл. IX, фиг. 1.

Название вида в честь геолога Е.И. Соколовой, открывшей местонахождение маломихайловской флоры.

Голотип – кол. ГИН РАН, № 3808/600, семенные шишки, маломихайловская свита, даний, табл. I, фиг. 2.

Паратип – кол. ГИН РАН, № 3808/110, облиственные побеги, маломихайловская свита, даний, табл. I, фиг. 10; рис. 3, фиг. 2.

Описание. В коллекции имеются небольшие веточки с ветвлением не более 3 порядков. Побеги ветвятся в одной плоскости, преимущественно очередно, очень редко супротивно. На крупных, хорошо развитых ветвях побеги предпоследнего порядка часто ветвятся асимметрично: с акроскопической стороны отходит 5–6 конечных веточек, а с базископической стороны 1–2 веточки или ни одной. Листорасположение декуссатное. Фациальные листья плотно прилегают к оси побега, длинные, узкие, со слабым килем и постепенно сужающейся или ромбовидной заостренной верхушкой, которая перекрывает основания вышележащих латеральных листьев. Латеральные листья с широким основанием и суженной заостренной верхушкой, прямые или слегка серповидно изогнутые. Их верхние части свободно отстоят от побега примерно от половины своей длины. Конечные побеги 0.6–1.5 см длины и состоят из 3–7 пар латеральных листьев. Побеги предпоследнего порядка 1.5–5 см длины и состоят из 7–20 пар латеральных листьев. На крупных осевых побегах с большой длиной междоузлий латеральные и фациальные листья более вытянутые и узкие и могут быть в 2–3 раза длиннее, чем листья конечных побегов и побегов предпоследнего порядка. Длина листьев от 1.5–2.5 мм на мелких конечных побегах до 3–4 мм на побегах предпоследнего порядка и до 5–8 мм на длинных осевых побегах.

Около 5% от общего числа побегов отличаются супротивным ветвлением. Конечные боковые побеги у них отходят супротивно из каждой пазухи латеральных листьев и обычно имеют не более 2–4 пар латеральных листьев. На одном образце с акроскопической стороны супротивных боковых побегов в пазухе латеральных листьев находятся округлые микростробилы около 0.8–0.9 мм в диаметре, состоящие из нескольких пар чешуй. Крупных, нормально развитых побегов с супротивным ветвлением не найдено.

Женские шишки округлые, мелкие, 2.5–3 мм в диаметре, расположены на концах коротких боковых веточек с 3–4 парами декуссатных диморфных листьев, отходящих поочередно или с одной стороны побега. Чешуи овально-обратнотреугольные или овально-ромбические, с короткозаостренной верхушкой, иногда с небольшими зубцевидными выступами в верхней части чешуи. С внутренней стороны имеется две вдавленности от семян.

Сравнение. Новый вид отличается от Amurocyparis corpulenta (Bell) comb. nov. в основном морфологией листьев. У A. corpulenta латеральные листья короткие и плотно охватывают с боков фациальные листья, почти не имея свободных окончаний. У A. sokoloviae латеральные листья более длинные и свободно отстоят от побега примерно с середины своей длины.

Распространение. Маломихайловская свита Нижнего Приамурья, даний.

Материал. Семенные шишки – образцы 3а, 62, 257, 308а, 387, 600: микростробилы – образцы 257; вегетативные побеги – образцы 30, 47, 64, 71, 77, 110, 131, 143в, 246, 309, 312, 369, 371, 382а, 389, 390, 400 и др.

Семейство Taxodiaceae?

Cryptomerites tutshkovii Golovn. et Akhmetiev, sp. nov.

Табл. II, фиг. 4

Sequoia sp.; Ахметьев, 1993, табл. IV, фиг. 11, 13, 14.

Название вида в честь геолога И.И. Тучкова.

Голотип – кол. ГИН РАН, № 3808/519, маломихайловская свита, даний, табл. II, фиг. 4.

Описание. Ветвление побегов очередное. Листорасположение спиральное. Листья в сечении примерно четырехгранные, уплощенные с боков, прямые или слегка серповидно изогнутые, с заостренной верхушкой и низбегающим на ось побега основанием. Длина листа 3–8 мм, ширина около 1.5 мм.

Сравнение. Новый вид отличается от побегов C. ancistrophyllus Golovn. из маастрихтских отложений Корякского нагорья (Головнева, 1994) более широкими, длинными и почти прямыми, а не крючковато изогнутыми листьями, более редко расположенными на оси побега. Побеги современного рода Cryptomeria имеют сходные изогнутые четырехгранные низбегающие листья, но по сравнению с ископаемыми они более длинные, тонкие и сидят на побеге более близко друг к другу. Наиболее древние находки Cryptomeria (принадлежность которых к данному роду установлена по эпидерме) известны в Северо-Восточной Азии с сеномана (Самылина, 1988).

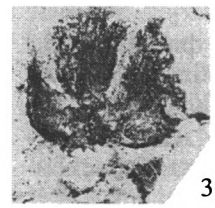
Распространение. Маломихайловская свита Нижнего Приамурья, даний.

Материал. Образцы 519, 215.

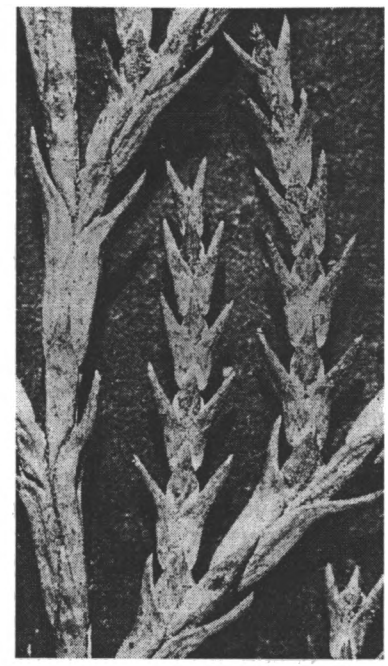
Таблица I

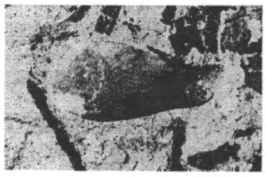
1

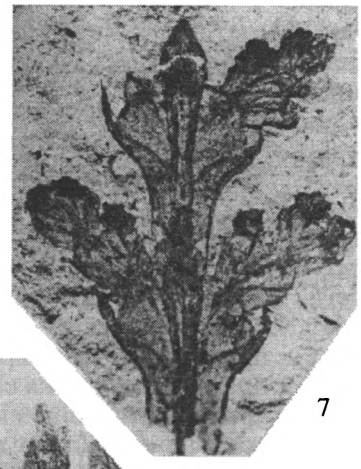
2


3

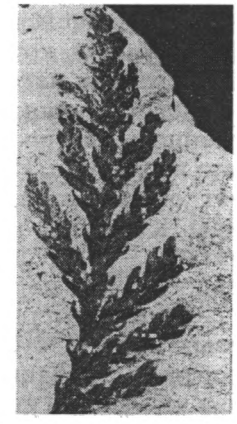
4

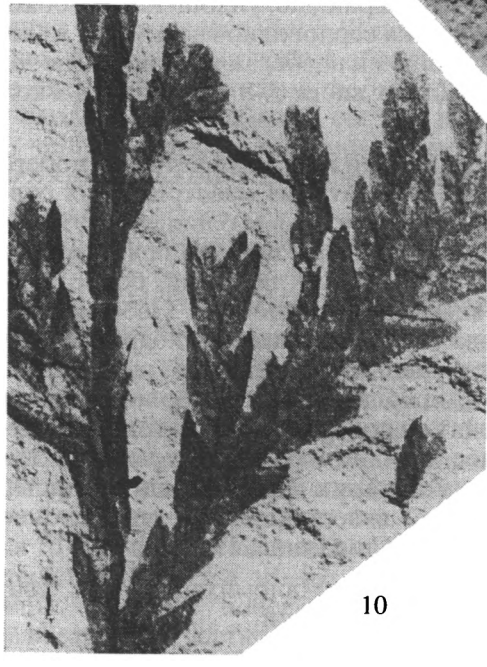

5


6

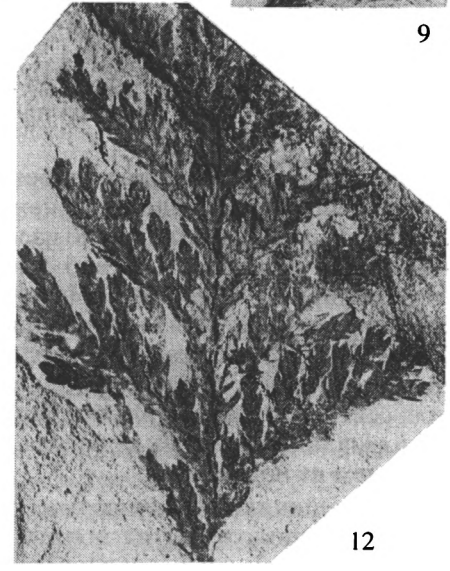

7

8


9


10

11


12

Семейство Pinaceae

Larix puerensis Golovn. et Akhmetiev, sp. nov.
Табл. I, фиг. 11, табл. II, фиг. 2, 6

Название вида по хребту Пуэр в Нижнем Приамурье.

Голотип – кол. ГИН РАН, № 3808/601 – длинный побег с укороченными побегами и шишкой, табл. I, фиг. 11.

Паратип – кол. ГИН РАН, № 3808/36 – листья, табл. II, фиг. 6.

Описание. Длинные побеги 3–4 мм в диаметре, со следами прикрепления одиночных листьев и спирально расположенными укороченными побегами. Последние продолговато-овальные или яйцевидные, 3–6 мм длины и 3–4 мм в диаметре, покрытые в верхней части мелкими, тесно расположенными чешуйками. Женские шишки располагаются на верхушках укороченных побегов, яйцевидные или эллиптические, до 2.5 см длины и 1.5 см в диаметре с многочисленными кожистыми чешуями. Семенные чешуи около 1 см длины с округлым основанием и тупой усеченной верхушкой.

Листья опадающие, плоские, линейные, до 6 см длины и 1–1.5 мм ширины, с закругленной или коротко заостренной верхушкой и постепенно сужающиеся в основании.

Сравнение и замечания. Маломихайловская лиственница является древнейшей находкой рода Larix, описанной на основании шишек и листьев. Обычно лиственницы появляются в северных умеренных флорах, начиная с олигоцена, а наиболее древней находкой до сих пор считались остатки Larix altoborealis LePage et Basinger из средне-верхнеэоценовых отложений Арктической Канады (Le Page, Basinger, 1991). Маломихайловская лиственница отличается от L. altoborealis более длинными и широкими листьями и формой семенных чешуй. У L. puerensis чешуи более широкие и усеченные на верхушке, а у L. altoborealis они овальные или почти округлые. Кроющие чешуи, которые играют важную роль в систематике рода Larix, на отпечатках шишек L. puerensis, к сожалению, не сохранились. Морфологические признаки шишек и листьев у многих видов лиственниц очень сходны и кроме того характеризуются значительной изменчивостью. Поэтому детального сравнения с более молодыми видами здесь не приводится. Несмотря на свою древность, остатки L. puerensis не дают достаточного морфологического материала для прояснения истории рода Larix вследствие типа сохранности, представленного только отпечатками, в противоположность L. altoborealis, встреченного в виде мумифицированных побегов, шишек и древесины.

Характерной особенностью L. puerensis являются довольно длинные листья, в среднем 5–6 см длиной. Среди современных лиственниц такую же форму листьев с заостренной верхушкой и постепенно сужающимся основанием имеет L. olgensis Henry, распространенная в Северо-Восточном Китае. Иногда эту лиственницу рассматривают только в качестве подвида L. gmelini (Ostenfeld, Larsen, 1930). Длина листьев у этого вида несколько меньше – около 3–4 см, но может достигать и 5–6 см. Листья, относимые к L. puerensis, не были найдены в органической связи с побегами, однако их близкое сходство с современными листьями лиственницы, обитающей к тому же в непосредственной близости от местонахождения ископаемого вида, заставляет предполагать, что эти листья и побеги с шишками принадлежали одному растению. По размерам и форме листья L. puerensis имеют некоторое сходство с листьями Pseudolarix. Однако большинство листьев Pseudolarix характеризуется еще большими размерами, до 10–13 см длины и 5 мм ширины. Кроме того, никаких других остатков Pseudolarix в маломихайловской свите найдено не было. Кроме шишек и листьев в отложениях маломихайловской свиты встречаются отпечатки крылатых семян, очень сходных с семенами рода Larix (табл. II, фиг. 3). Однако поскольку в этой флоре присутствовало несколько представителей сосновых (Ахметьев, 1993), точная идентификация разнообразных крылатых семян вряд ли возможна.

Распространение. Маломихайловская свита Нижнего Приамурья, даний.

Материал. Семенные шишки – образцы 376, 463, 601; вегетативные побеги – 36, 312, 3826.

Семейство Betulaceae

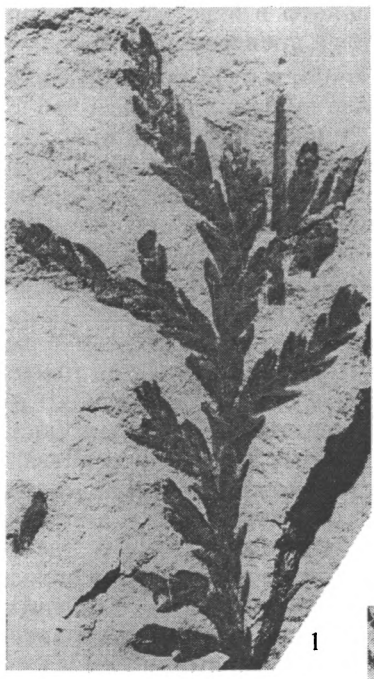
Corylites amurensis Golovn. et Akhmetiev, sp. nov.
Табл. II, фиг. 5, 8–10, рис. 3, фиг. 1, 4, 6–7, 9 Alnites sp.: Ахметьев, 1993, табл. VII, фиг. 4, 7; табл. VIII, фиг. 1, 4; табл. IX, фиг. 8, 9.

Голотип – кол. ГИН РАН, № 3808/385, маломихайловская свита, даний, табл. II, фиг. 10.

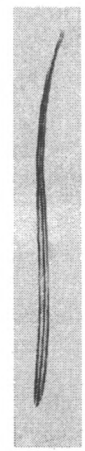
Описание. Листья 5–10 см длины и 2.5–5.5 см ширины, эллиптические, реже широкоовальные или яйцевидные, в разной степени асимметричные, с заостренной оттянутой верхушкой и закругленным или слабосердцевидным основанием.

Таблица I. 1–4 – Amurocyparis sokoloviae: 1 – побег, обр. 369, ×5; 2 – побег с шишками, голотип, обр. 600, ×6; 3 – шишка, обр, 62, ×6; 4 – побега с шишкой, обр. 3а, ×6; 5 – Chamaecyparis nootkatensis, побег, ×3, образец из гербария БИН РАН. 6 – Pityospermum sp., обр. 254, ×2.5. 7–10 – Amurocyparis sokoloviae: 7 – побег с микростробилами, обр. 257, ×4.5; 8 – побег с супротивным ветвлением, обр. 604, ×3; 9 – побег с очередным ветвлением, обр. 371, ×2; 10 – побег, паратип, обр. 110, ×3. 11 – Larix puerensis: побег с шишкой, обр. 601, голотип, ×1; 12 – Amurocyparis sokoloviae: побег, обр. 30, ×2.

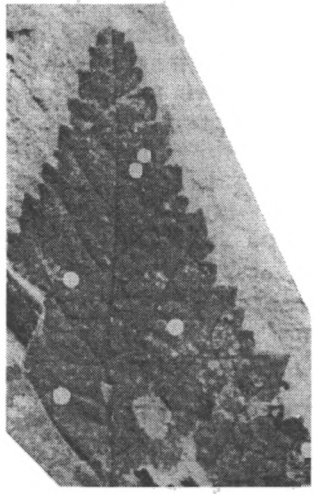
Таблица II


1

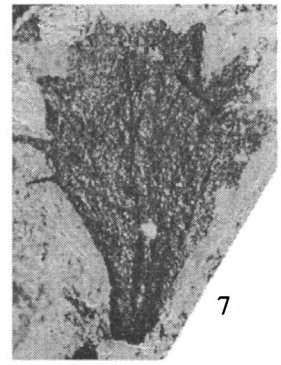
2


3

4

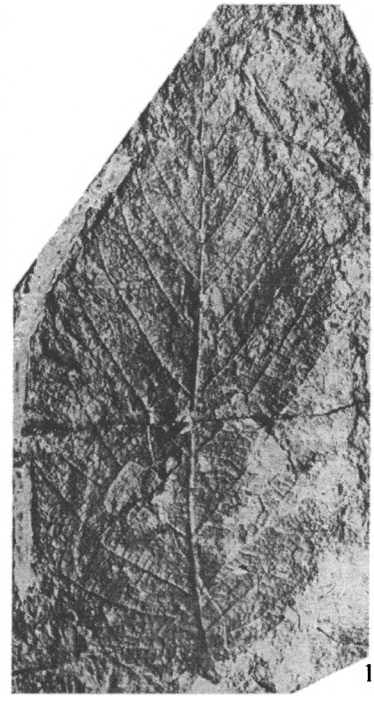

5

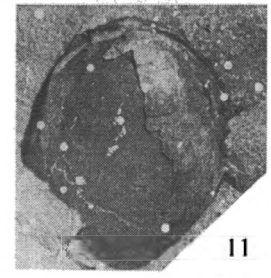
6


7

8

9


10


11

Край пильчатый. Зубцы мелкие, частые, 1–2 мм высотой, треугольные или шлемовидные, со слегка оттянутой верхушкой. Жилкование перистое, краспедодромное. Вторичные жилки в числе 14–19 пар прямые или слабо дуговидно изогнутые. Нижние 3–4 пары вторичных жилок обычно сближены между собой и отходят от средней жилки под углом, близким к прямому. Вышележащие вторичные жилки более широко расставлены и отходят от средней жилки под углом 30°–59°. Вторичные жилки в средней части листа самые длинные и несут наибольшее число базископических ответвлений (4–6). Третичное жилкование представлено частыми изогнутыми лестничными анастомозами. Жилкование более высоких порядков хорошо развито и выступает в виде рельефной мелкой сетки.

Сравнение и замечания. Род Corylites был выделен в палеоценовой флоре о-ва Малл в Шотландии (Gardner, 1887). В дальнейшем были изучены более обширные коллекции из этой флоры (Seward, Holttum, 1924; Boulter, Kvaček, 1989) и диагноз рода был ревизован и расширен. Согласно этим исследованиям, характерными признаками рода Corylites являются большое число (до 17 пар) вторичных жилок, ровный мелкозубчатый край и наличие сближенных укороченных жилок в основании листа. Среди современных березовых исходные признаки наблюдаются у листьев родов Alnus, Carpinus и частично Corylus. Каких-либо генеративных органов, связанных с семейством Betulaceae, которые могли бы прояснить систематическое положение рода Corylites, во флоре о-ва Малл найдено не было.

Поскольку морфология листьев березовых из маломихайловской флоры соответствует диагнозу рода Corylites, они были включены в этот род. Листья C. amurensis отличаются от листьев типового вида C. hebridicus Seward et Holttum, распространенного в палеоцене Шотландии и Шпицбергена (Boulter, Kvaček, 1989), более изогнутыми вторичными жилками, очень мелкими краевыми зубчиками и, в целом, более мелкими размерами. Другие представители березовых из маастрихтских и палеоценовых флор Северо-Восточной Азии имеют значительно меньшее число боковых жилок и иное их расположение, чем это характерно для рода Corylites. Однако некоторые из них были отнесены к этому роду (Красилов, 1979; Herman, Spicer, 1995; Manchestr, Guo, 1996). В этом проявляется тенденция включения в род Corylites разнообразных по морфологии древних березовых, которых объединяет только неясность их систематического положения по отношению к современным родам. Такой подход вряд ли оправдан, поскольку при этом исчезают различия между родами Corylus и Corylites, а собственно род Corylites теряет четкие морфологические границы и превращается в сборный. При этом сам процесс перемещения видов из рода Corylus в род Corylites отнюдь не проясняет их систематического положения, а создание сборных таксонов не способствует изучению разнообразия древних березовых.

Для Corylites protoinsignis Krassilov (Красилов, 1979) из датской бошняковской флоры Сахалина характерны пальчато-перистое жилкование, малочисленные (6–7 пар) дуговидно изогнутые вторичные жилки и лопастной край.

Corylites beringianus (Krysht.) Herman. (Herman, Spicer, 1995) (=Corylus beringianum (Krysht.) Golovn.) из маастрихт-датских отложений рарыткинской и корякской свит Корякского нагорья характеризуются очень большой изменчивостью листьев (Головнева, 1994). Хотя этот вид имеет ровный мелкозубчатый край и довольно большое число вторичных жилок (10–15 пар), для большинства листьев также характерно перисто-пальчатое жилкование с хорошо развитыми базальными жилками с многочисленными ответвлениями. Некоторые морфотипы этого вида: "carpinifolia" и "viburnifolia" имеют перистое жилкование и короткие базальные жилки, но у них никогда не наблюдается сближенных жилок в основании листа.

Corylites bellatula (Guo et Li) Manchester et Guo (=Corylus bellatula Guo et Li) из палеоценовой флоры северо-восточного Китая имеют перистое жилкование с немногочисленными (6–9 пар) боковыми жилками (Manchester, Guo, 1995). Морфология всех трех видов не соответствует диагнозу рода Corylites, и они не должны включаться в этот род.

Вместе с листьями C. amurensis найдена бракте я обертки Palaeocarpinus pacifica sp. nov., что, при отсутствии других типов листьев и генеративных органов березовых, позволяет предполагать принадлежность этих остатков одному виду растений. Нужно отметить, что в отложениях маломихайловской свиты встречаются довольно многочисленные орехоподобные структуры от 1 до 2 см в диаметре (табл. II, фиг. 11), которые, вероятнее всего, являются семенами Ginkgo.

Распространение. Маломихайловская свита Нижнего Приамурья и левособолевская свита Сихотэ-Алиня, даний.

Таблица II. 1 – Amurocyparis sokoloviae: побег, обр. 77, ×5; 2 – Larix puerensis: укороченные побеги, обр. 382в, ×4. 3 – Larix olgensis, образец из гербария БИН РАН, ×1. 4 – Cryptomerites tutshkovii, обр. 519, голотип, ×3. 5 – Corylites amurensis: обр. 360, край листа, ×2. 6 – Larix puerensis: лист, обр. 3в, паратип, ×1; 7 – Palaeocarpinus pacifica, бракте я, обр. 3с, голотип, ×7. 8–10 – Corylites amurensis: 8 – обр. 524; 9 – обр. 294; 10 – обр. 385, голотип, 11 – Ginkgo sp. ?, семя, обр. 605, ×2.5.

Материал. Образцы 143а, 258, 308в, 370, 385, 524 и другие, всего более 50 отпечатков листьев.

Palaeocarpinus pacifica Golovn. et Akhmetiev, sp. nov.
Табл. II, фиг. 7, рис. 3, фиг. 5

Голотип – кол. ГИН РАН, № 3808/3с, маломихайловская свита, даний, табл. II, фиг. 7; рис. 3, фиг. 5.

Описание. Брактея обертки около 6 мм длины и 4 мм ширины, языковидной формы, с суженным основанием и закругленной верхушкой с несколькими крупными острыми зубцами 1–1.5 мм длиной. Из основания брактеи выходит несколько жилок, которые в дальнейшем ветвятся и аностомозируют, образуя параллельно-сетчатое жилкование. Орешки не найдены.

Сравнения и замечания. Соплодия Palaeocarpinus впервые были описаны из верхнепалеоценовых отложений южной Англии (Crane, 1981). Они состоят из мелких орешков, окруженных оберткой из двух глубоко рассеченных брактей равного размера. В дальнейшем сходные плоды были найдены в нескольких местонахождениях Северной Америки, Франции и Китая и в настоящее время известно уже несколько видов Palaeocarpinus. Брактеи типового вида P. laciniata Crane из отложений Reading Beds достигают 8–15 мм длины и рассечены примерно до половины на пять долей с крупными зубцами неправильной формы. Брактеи P. joffrensis Sun et Stockey из палеоцена Канады (Sun, Stocky, 1992) достигают 3–6 мм длины и имеют одну или две доли с зубцами различной формы и размеров. По сравнению с ними брактея из маломихайловской свиты характеризуется средними размерами (крупнее, чем P. joffrensis и мельче, чем P. laciniata) и меньшей степенью рассеченности края. Они не рассечены на доли, а имеют только зубцы около 1.5 мм длины. Эта брактея похожа больше всего на нерассеченные на доли брактеи P. joffrensis, но те обычно имеют более длинные зубцы. Единственный до сих пор азиатский вид – P. oreintalis из северо-восточного Китая (Manchester, Guo, 1996) по своей морфологии очень сходен с P. joffrensis. Брактеи, сходные с Palaeocarpinus, были описаны также из палеоценовых отложений Menat во Франции под названиями Corylus lamotteri Saporta (Saporta, Marion, 1885) и "Atriplex" borealis (Heer) Laurent (Laurent, 1912). Они достигают 9 мм длины, почти округлые, с рассеченным на многочисленные острые доли краем. У всех видов Palaeocarpinus наблюдается большая изменчивость по размерам, форме и характеру рассеченности края брактей. Поскольку P. pacifica представлен пока лишь одним образцом, изменчивость его брактей и размеры и форма орешков остаются неизвестными.

Интересно, что листья березовых, которые находят вместе с различными видами Palaeocarpinus неодинаковы по своей морфологии. С P. laciniata встречаются листья Craspedodromophyllum acutum Crane узкоэллиптической формы с острыми основанием и верхушкой и 12–16 парами вторичных жилок. Плоды P. joffrensis, P. orientalis и "Atriplex" borealis ассоциируются с листьями преимущественно овальной формы с сердцевидным или закругленным основанием и заостренной верхушкой, с 6–9 парами вторичных жилок, которые наиболее всего похожи на листья Corylus (C. insignis Heer в Канаде, C. macquarrii (Forbes) Heer во Франции и C. bellatula Guo et Li в Китае). В маломихайловской свите с P. pacifica встречаются листья Corylites amurensis эллиптической или яйцевидной формы с 14–19 парами вторичных жилок. Плоды различных видов Palaeocarpinus и листья находимых совместно с ними березовых сочетают в себе признаки, которые наиболее часто встречаются у представителей трибы Coryleae (Sun, Stocky, 1992), но не имеют близкого сходства ни с одним из современных родов. Учитывая широкое распространение (умеренно теплая зона бореального пояса) и разнообразие ассоциированных с Palaeocarpinus вегетативных органов, можно предположить, что этот род играл важную роль в эволюции ранних березовых в палеоцене.

Распространение. Маломихайловская свита Нижнего Приамурья, даний.

Материал. Образец 3с.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований № 96-05-65559.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 143 с.

Ахметьев М.А., Братцева Г.М., Вахрамеева В.А. О положении границы мела и палеогена в нижнем течении Амура // Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во АН СССР, 1975. С. 46–50.

Вахрамеев В.А. Палеоботаническая характеристика континентальных отложений, пограничных между меловой и палеогеновой системами на территории Сибири // Международный геологический конгресс, XXI сессия. Граница меловых и третичных отложений. Докл. сов. геол. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 210–216.

Верещагин В.Н., Потапова З.П. Меловая система. Позднесенонские и датские образования // Геология СССР. Т. XIX. Ч. I. Хабаровский край и Амурская область. Геологическое описание. М.: Недра, 1966. С. 287–300.

Головнева Л.Б. Новый род Microconium (Gupressaceae) из позднемеловых отложений Северо-Востока СССР // Ботан. журн. 1988. Т. 73. № 8. С. 1179–1184.

Головнева Л.Б. Маастрихт-датские флоры Корякского нагорья // Тр. БИН РАН. 1994. Вып. 13. 139 с.

Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. М.: Наука, 1979. 181 с.

Маркевич В.С. Новые данные по палинофлоре маастрихта Приморья // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 17–32.

Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.

Матюнин А.П. Магматизм Кавалеровского и Верхнеарминского оловорудных районов // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ, 1988. 24 с.

Михайлов В.А., Грачева А.А. Геохронологическое обоснование возрастного положения магматических комплексов восточного Приморья // Фанерозойский магматизм Сихотэ-Алиньской вулканической области. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 82–90.

Олейников А.В. Некоторые черты геологического строения среднего Сихотэ-Алиня // Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 43–53.

Олейников А.В., Неволина С.И. Стратиграфия самаргинской свиты Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 75–83.

Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. С. 131.

Соколова Е.И. Геологические исследования правобережья низовьев р. Амура // Геологические исследования низовьев р. Амура. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 27–50.

Сухов В.И. Геологическая позиция, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских экструзивно-эффузивных комплексов Нижнего Приамурья // Сов. геология. 1967. № 4. С. 45–56.

Тучков И.И. Новая стратиграфическая схема мезозойских отложений Нижнего Приамурья // Геология и разведка. 1960. № 3. С. 3–22.

Филимонова Л.Г. Латеральная изменчивость самаргинских вулканитов Южного Сихотэ-Алиня // Сов. геология. 1983. № 8. С. 85–95.

Bell W.A. Flora of the Upper Cretaceous Manaimo Group of Vancouver Island, British Columbia // Mem. Geol. Surv. Canada. 1957. 293. P. 1–84.

Boulter M.C., Kvaček Z. The Palaeocene flora of the isle of Mull // Paleontol. Ass. London. Spec. Pap. 1989. № 2. 149 p.

Crane P.R. Betulaceous leaves and fruits from the British Upper Palaeocene // Bot. J. Linnean Soc. 1981. V. 83. P. 103–136.

Gardner J.S. On the leaf-beds and gravels of Ardtun, Carsaig, etc. in Mull, with notes by G.A. Cole // Quart. J. Geol. Soc. 1887. V. 43. P. 270–301.

Harland W.B. et al. A geologica time scale 1989. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 263 p.

Herman A.B., Spicer R.A. Latest Cretaceous flora on Northeastern Russia and the "Terminal Cretaceous events" in the Arctic // Paleontolog. J. 1995. V. 29. № 2A. P. 22–35.

Laurent L. Flore fossile des schihtes de Menat (Puy-de-Dome) // Ann. Mus. Hist. Nat. Marseille. 1912. V. 14. P. 1–246.

Le Page B., Basinger J.F. A new species of Larix (Pinaceae) from the early Tertiary of Axel Heiberg Island, Arctic Canada // Rev. Palaeobot. and Palynolog. 1991. V. 70. P. 89–111.

Manchester S.R., Guo S. Palaeocarpinus (extinct Betulaceae) from northwestern China: new evidence for paleocene floristic continuity between Asia, North America, and Europe // Internat. J. Plant Sci. 1996. V. 157. № 2. P. 240–246.

McIver E.E. An early Chamaecyparis (Cupressaceae) from the Late Cretaceous of Vancouver Island, British Columbia, Canada // Can. J. Bot. 1994. V. 72. P. 1787–1796.

McIver E.E., Aulenback K. R. The morphology and relationships of Mesocyparis umbonata sp. nov.: fossil Cupressaceae from the Late Cretaceous of Alberta, Canada // Can. J. Bot. 1994. V. 72. P. 273–295.

McIver E.E, Basinger J.F. Mesocyparis borealis gen. et sp. nov.: fossil Cupressaceae from the early Tertiary of Saskatchewan, Canada // Can. J. Bot. 1987. V. 65. P. 2338–2351.

Ostenfeld C.H., Larsen C.S. The species of the genus Larix and their geographical distribution // K. Dan. Vidensk. Selks. Biol. Medd. 1930. V. 9. P. 1–107.

Saporta G., Marion A.F. Essai sur l'etat de la vegetation of l'epoque des marnes heersiennes de Gelinden // Memoires couronnes et Memories des Savants etrangers, publies par l'Academie royale des Sciences des Lettres et Beuax – Arts de Belgique. 1873. V. 37. № 6. P. 1–97.

Seward A.S., Holttum R.E. Tertiary plants from Mull // Tertiary and Post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. Mem. Geol. Surv. Scotland. Edinburg. 1924. P. 67–90.

Sun F., Stockey R.A. A new species of Palaeocarpinus (Betulaceae) based on infructescences, fruits, and associated staminate inflorescences and leaves from the Palaeogene of Alberta, Canada // Int. J. Plant Sci. 1992. V. 153. № 1. P. 136–146.

Рецензенты И.А.Басов, А.Б. Герман

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1998, том 6, № 3, с. 56–73

УДК 551.781.4/5:561(470.44/.47)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФИТОСТРАТИГРАФИИ ЭОЦЕНА И ОЛИГОЦЕНА СЕВЕРНЫХ ЕРГЕНЕЙ (ЮГ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 1998 г. Н. И. Запорожец

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

Поступила в редакцию 25.06.96 г.

Исследован состав комплексов спор, пыльцы и органикостенного фитопланктона среднего эоцена–олигоцена Северных Ергеней. Дана характеристика зональных комплексов диноцист, отмечены аномалии их составов, связанные с температурным режимом и гидрологией морского бассейна. Признаки аноксической обстановки установлены для бартонского и хаттского веков. Существенная роль в комплексах солёновского горизонта группы Adnatosphaeridium–Glaphyrocysta–Cyclonephelium может косвенно свидетельствовать о большей тепловодности морского бассейна и его некотором распреснении. На более теплый климат в соленовское время указывает и присутствие разнообразной пыльцы термофильных растений в палинокомплексах в сочетании с возросшей ролью пыльцы семейства Fagaceae, включая субтропические таксоны.

Ключевые слова. **Диноцисты, празинофиты, акритархи, споры, пыльца, эоцен, олигоцен, горизонт, комплекс, палеоклимат.**

ВВЕДЕНИЕ

Ергени расположены в междуречье низовьев Волги и Дона и относятся к классическим районам распространения отложений второй половины палеогена на Русской платформе. Несмотря на небольшое количество экспонированных обнажений по долинам рек, разрезы здесь детально исследованы и сопоставлены между собой благодаря частой сети картировочных скважин, пробуренных при строительстве гидротехнических сооружений, а также для оценки перспектив палеогеновых толщ. Особенно благоприятны для изучения в этом районе майкопские отложения. Формировавшиеся в зоне внешнего шельфа эпиконтинентального моря они достигают здесь мощности нескольких сотен метров и содержат, в отличие от более внутренних частей майкопского бассейна, богатые комплексы органических остатков разных групп. Именно в этом районе в разрезах майкопа Г.И. Гарецким в 1953 г. был выделен солёновский горизонт – один из наиболее легко опознаваемых и выдержанных маркеров майкопской серии. Отсюда же впервые были описаны характерный солоноватоводный моллюск – Ergenica cimlanica (Popov) и эндемичный комплекс остракод, позволяющие уверенно сопоставить отложения солёновского уровня от Венгрии и Румынии на западе до Приаралья на востоке. Однако до сих пор в этом районе не проводилось комплексного биостратиграфического изучения палеогеновых разрезов и главным предметом исследования из кернового материала долгое время оставались бентосные фораминиферы, хотя и обеспечивающие высокую степень расчленения разреза, но состав которых обычно весьма зависим от фациальной обстановки.

Объектом наших исследований явился разрез скважины 45А, вскрывшей 300-метровый интервал палеогена. Скважина пробурена в Северных Ергенях, в 12 км к северо-востоку от пос. Малые Дербеты (рис. 1). Полученные данные дополнены результатами изучения керна майкопских отложений скважины, пробуренной близ озера Цаца к северу от скв. 45А. В задачу автора входило изучение спор, пыльцы и органикостенного фитопланктона (цист динофлагеллат, зеленых водорослей и акритарх), установление возраста отдельных интервалов разреза по этим группам органических

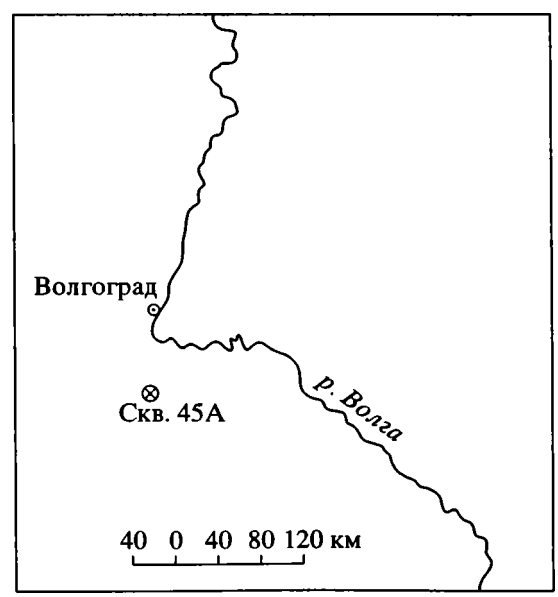


Рис. 1. Местоположение скв. 45А в Северных Ергенях (Нижнее Поволжье).

остатков, скорректированное с данными изучения из этих же разрезов малакофауны, фораминифер и нанопланктона, полученными С.В. Поповым, В.Н. Беньямовским и Н.Г. Музылевым.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Палеогеновые отложения в скважине 45А вскрыты в интервале от 362 до 48 м. Выше размытая поверхность олигоцена перекрывается ер-

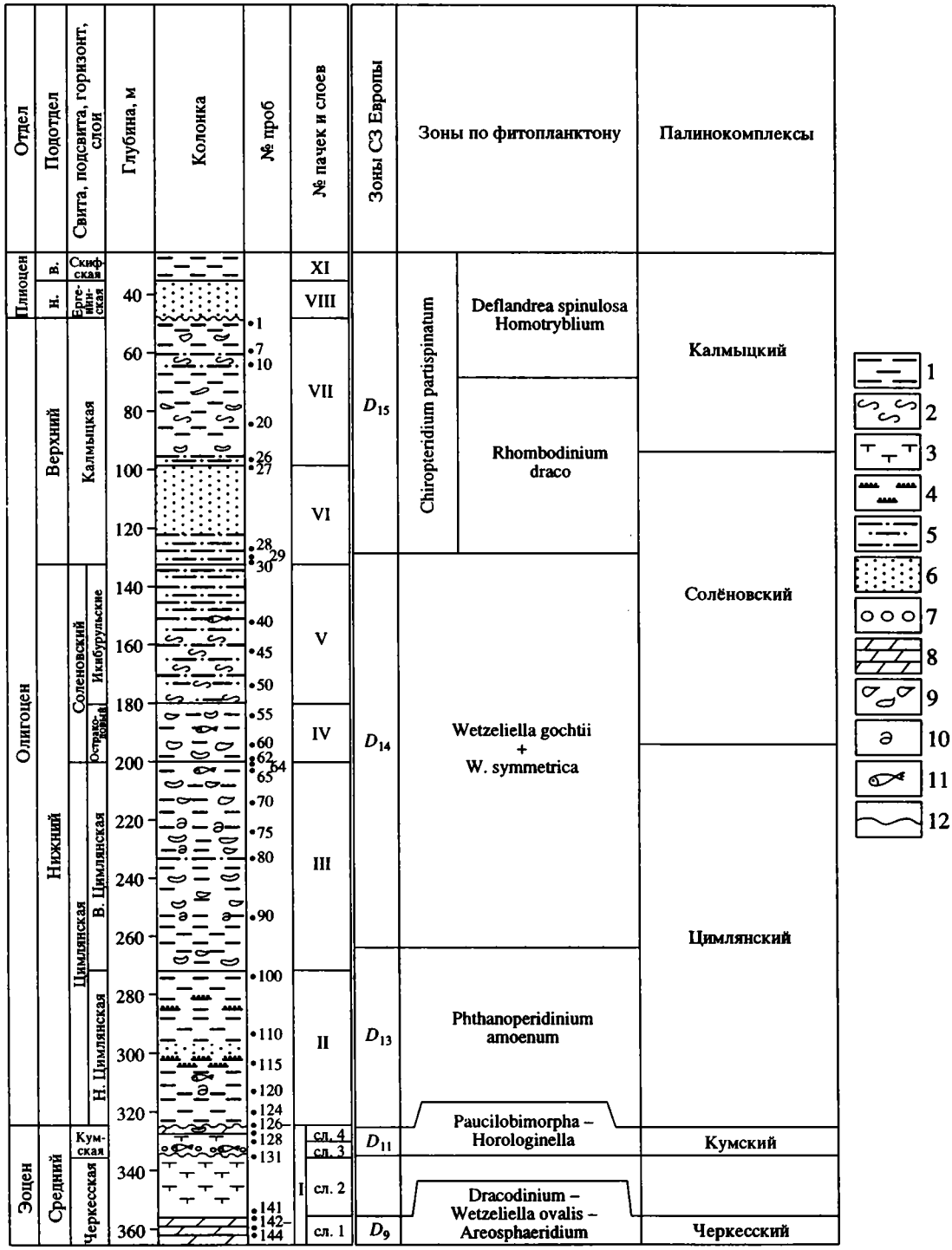


Рис. 2. Фитопланктонные зоны и палинокомплексы эоцена и олигоцена разреза скв. 45А.
1 – глины; 2 – глины бескарбонатные; 3 – глины карбонатные; 4 – глины с присыпками алеврита по плоскостям напластования; 5 – алевриты; 6 – пески; 7 – галечник со стяжениями фосфоритов; 8 – мергели; 9 – конкреции и стяжения железистых карбонатов, марказита, пирита; 10 – глинистые окатыши; 11 – рыбные остатки; 12 – граница размыва; н. – нижний; в – верхний.

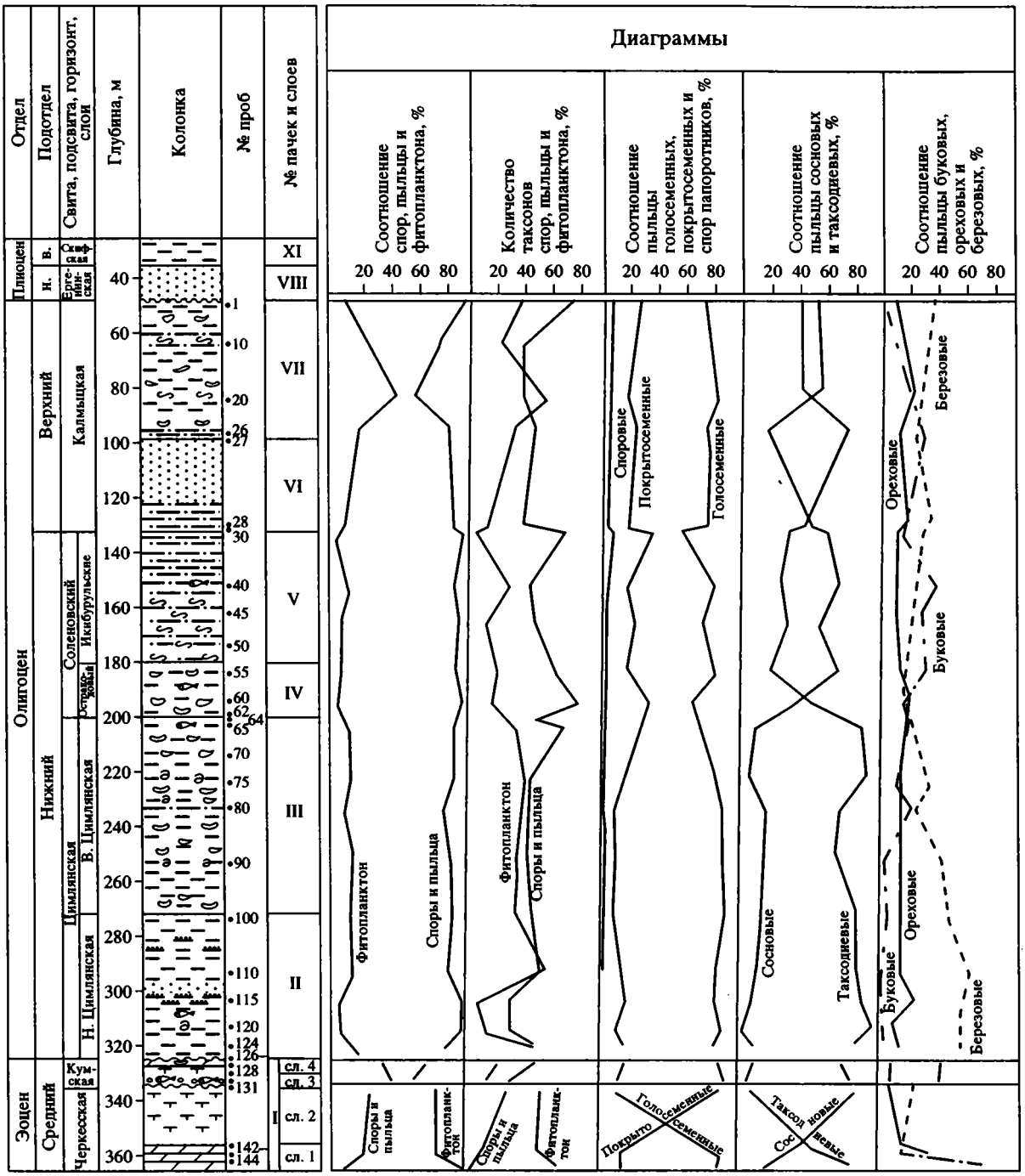


Рис. 3. Палинодиаграмма эоценовых и олигоценовых отложений разреза скв. 45А. Условные обозначения см. на рис. 2.

генинскими песками плиоцена. На весь палеогеновый разрез приходятся 32 изученные пробы, из которых 24 падают на его олигоценовую часть и 8 – на эоценовую. К сожалению, два важных интервала эоцена и олигоцена в разрезе остались неопробованными (357–337 м и 125–100 м). Практически все пробы насыщены палиноморфами, поэтому полученные результаты оказались пригодными для статистической обработки, так как минимальное количество подсчитанных зерен в пробах 350–400, а максимальное – более 1500. Весь палеогеновый разрез в соответствии с первичной документацией был разбит на серию пачек, которые вошли в объем местных стратиграфических подразделений (рис. 2).

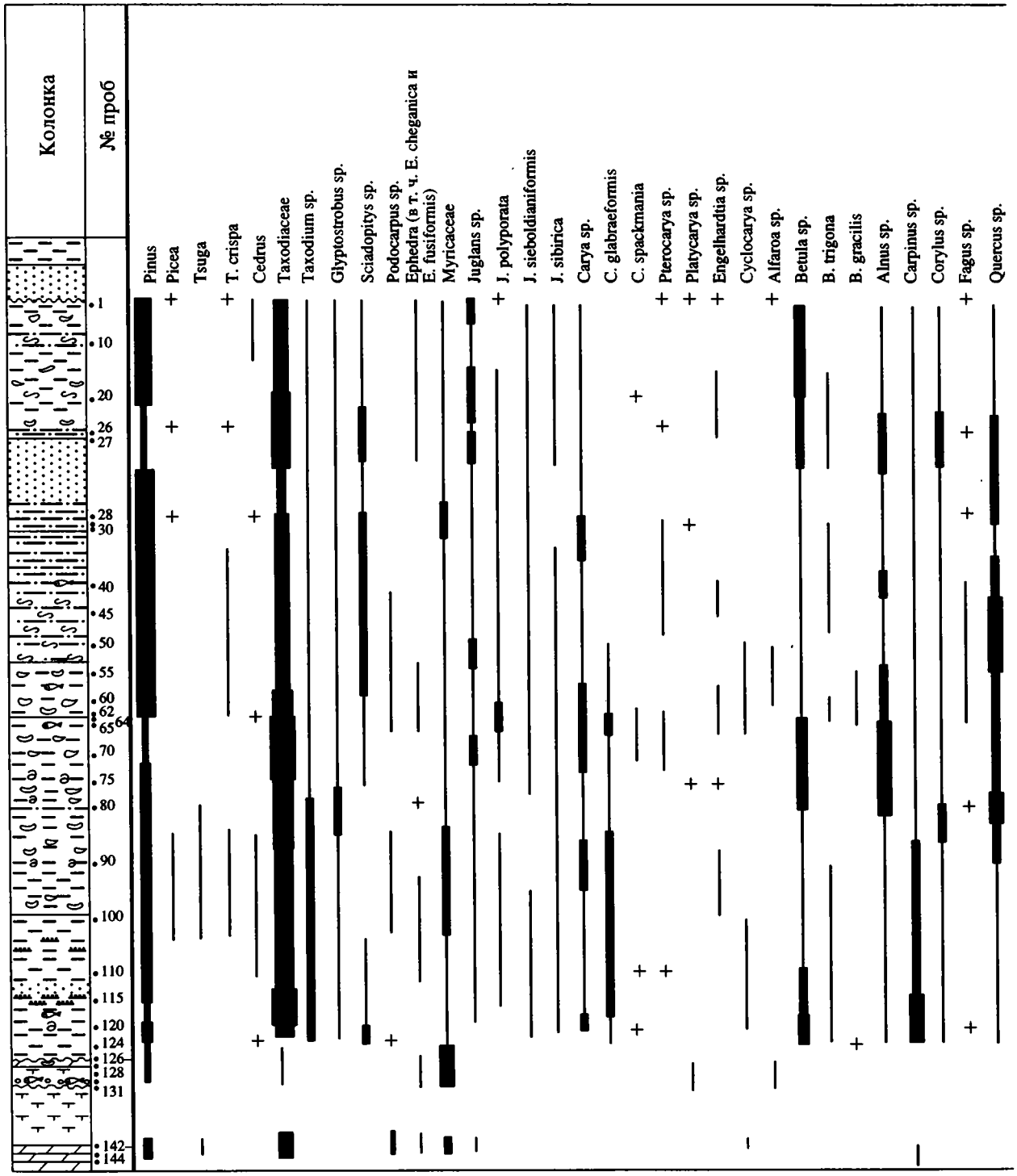


Рис. 3. Продолжение.

Средний эоцен[1]

Черкесская свита. Верхняя часть свиты относится к керестинскому горизонту. Пачка I (362–334 м).

Слой 1. Мергели белые.

Слой 2. Глины карбонатные, темно-серые.

Размыв.

[1] Эту часть разреза Г.П. Леонов (1957) в правобережье р. Волги рассматривал в объеме аксайских и балыклейских слоев и относил к верхнему эоцену.

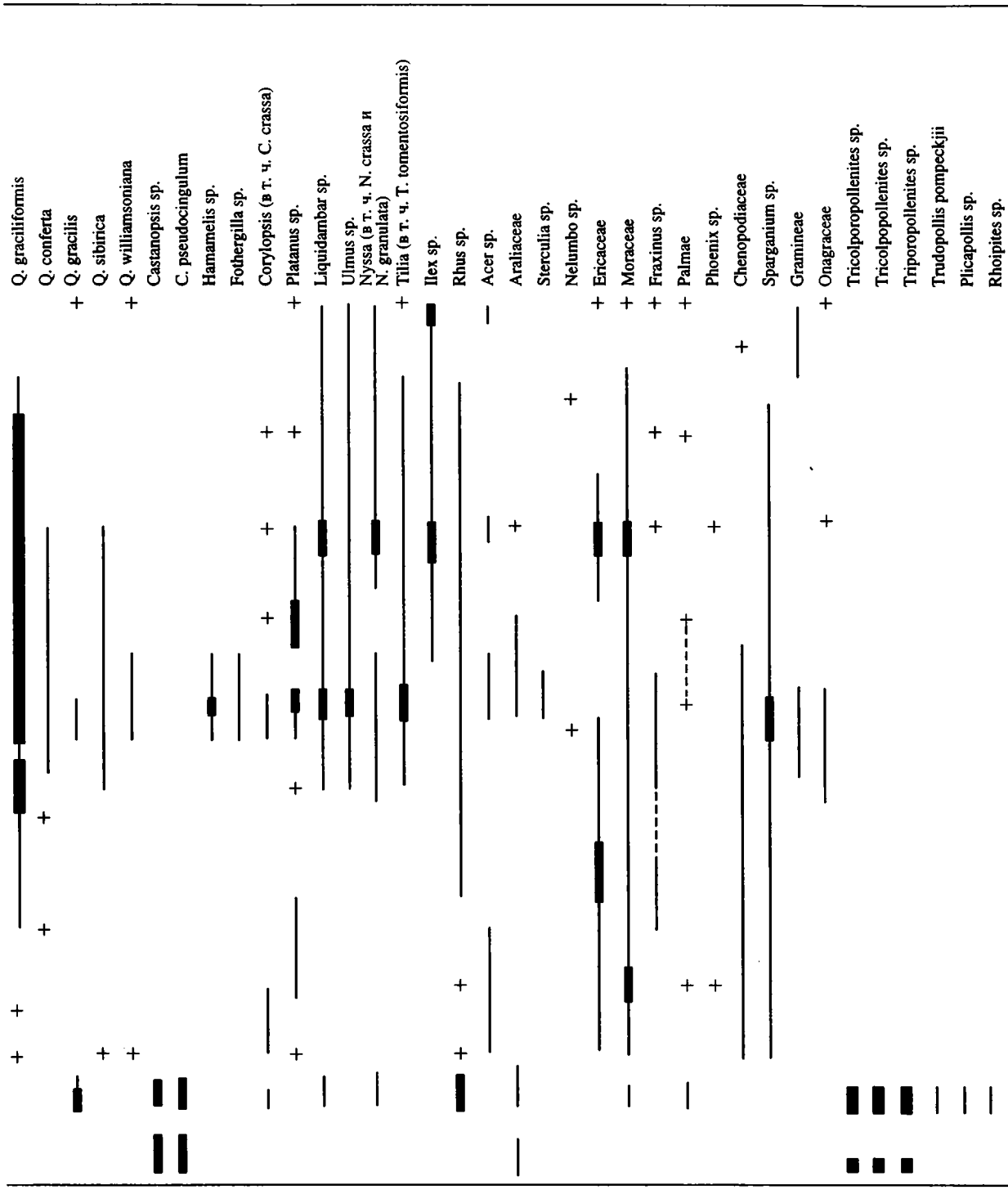


Рис. 3. Окончание.

Кумский горизонт. Пачка I (334–325 м).

Слой 3. Мергели и глины карбонатные с рыбными остатками. В основании – стяжения фосфоритов и галька до 1 см в диаметре.

Слой 4. Мергели зеленовато-серые.

Размыв.

Нижний олигоцен. Нижний майкоп

Цимлянская свита. Нижнецимлянская подсвита. Пачка II (325–272 м). В нижней части пачки – глины тонкослоистые темно-серые с карбонатными прослоями и глинистыми окатышами. В сред-

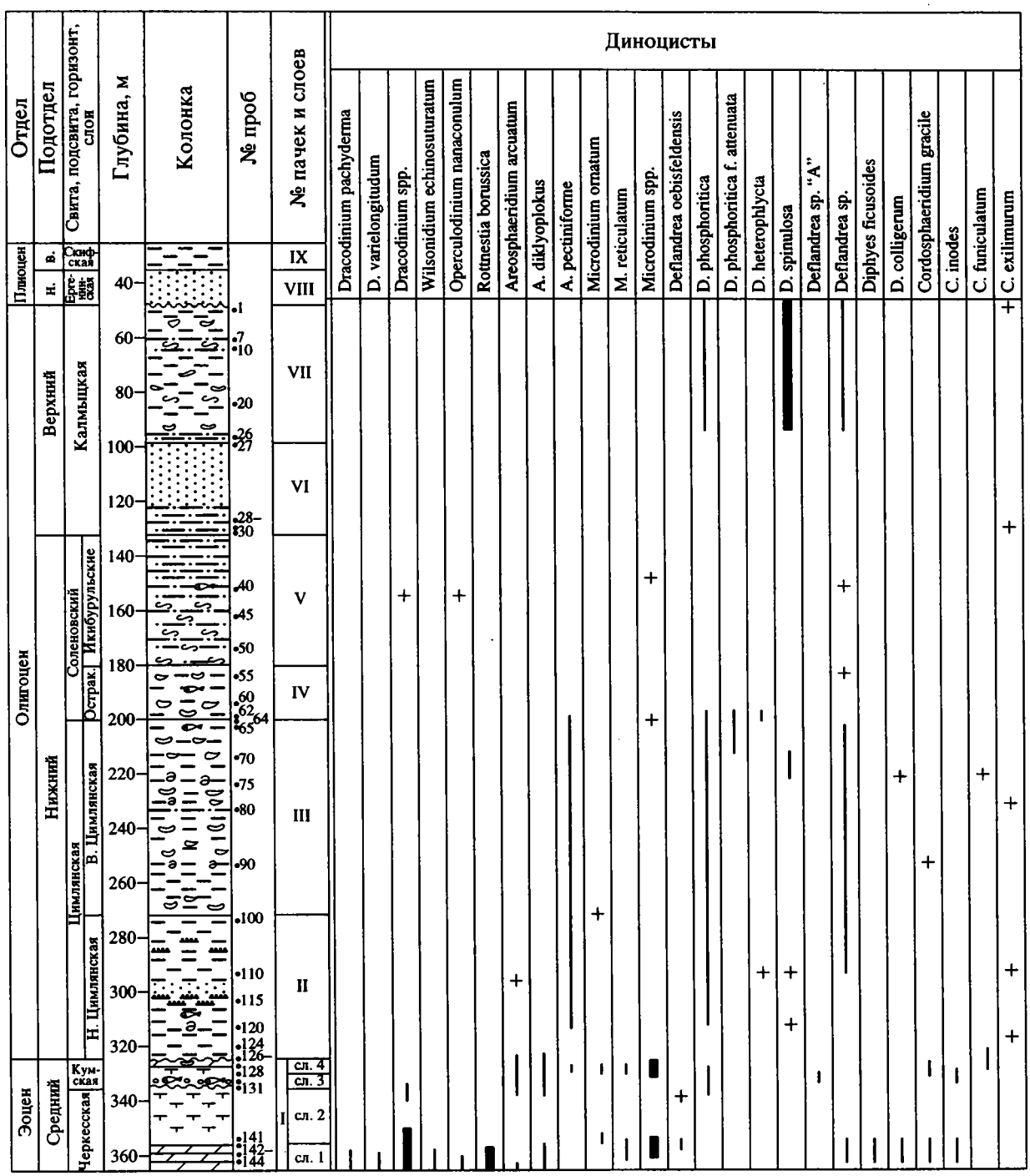


Рис. 4. Диаграмма распределения в разрезе скв. 45А диноцист, зеленых водорослей и акритарх. Условные обозначения см. на рис. 2.

ней части пачки – глины тонкослоистые темно-серые с прослоями алевритов (1–2 см) слюдистых с массой чешуй рыб. В верхней части пачки – глины тонкослоистые с присыпками алеврита по плоскостям напластования, темно-серые, почти черные.

Верхнецимлянская подсвита. Пачка III (272–203 м).

В нижней и средней частях – глины темно-серые с прослоями глин алевритистых разностей, неяснослоистые. В верхней части – глины с конкрециями пирита, зеленовато-серые.

Солёновский горизонт. Остракодовые слои. Пачка IV (203–180 м.)

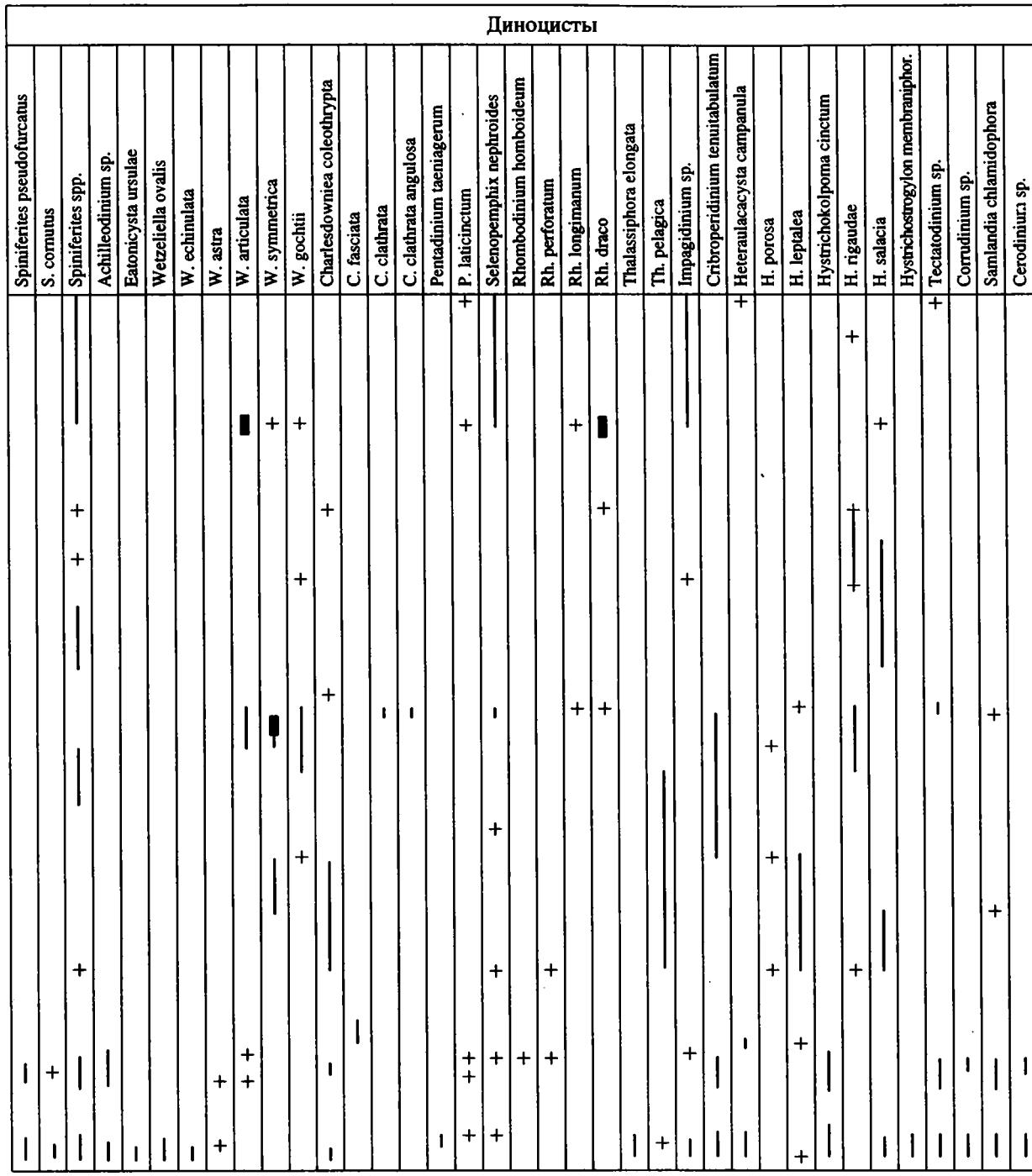


Рис. 4. Продолжение.

Глины алевритистые, массивные, голубовато-серые с прослоями мергелей и известняков (?).

Икибурульские слои. Пачка V (180–132 м).

Глины бескарбонатные или слабокарбонатные, алевриты глинистые в переслаивании темно-серые.

Верхний олигоцен. Средний майкоп

Калмыцкая свита. Пачка VI (132–98 м).

В основании – алевриты песчанистые, слюдистые серые. Выше их сменяют пески тонкозернистые, в основании ожелезненные.

Пачка VII (98–48 м). В основании – алевриты белые с пропластками песка. Большая часть пач-

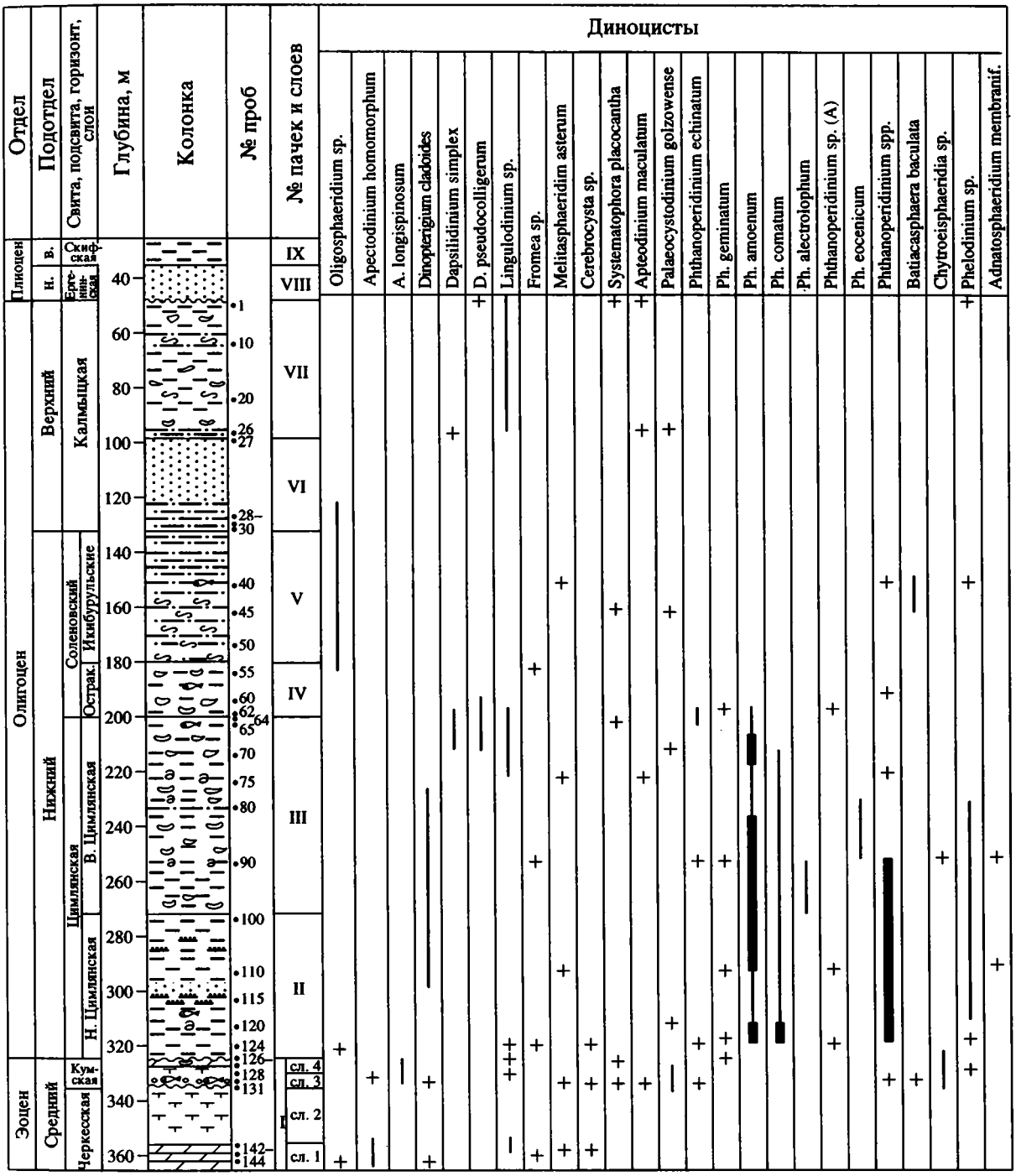


Рис. 4. Продолжение.

ки сложена глинами и алевритами в переслаивании со стяжениями мельниковита, с ходами илоедов. В верхней части пачки – алевриты глинистые голубовато-серые, перекрытые маломощным прослоем глин с мергелистыми конкрециями голубовато- и зеленовато-серые.

Выше с размывом залегают плиоценовые ергенинские пески (48–27 м), которые перекрыты скифскими кирпично-красными глинами (27–0 м).

Соотношение органикостенного фитопланктона, спор и пыльцы по разрезу не остается постоянным (рис. 3, 4). В эоценовых отложениях явно превалирует первый. В породах олигоцена фитопланктон составляет обычно от 5 до 25% от общего количества палиноморф. В мористых фа-

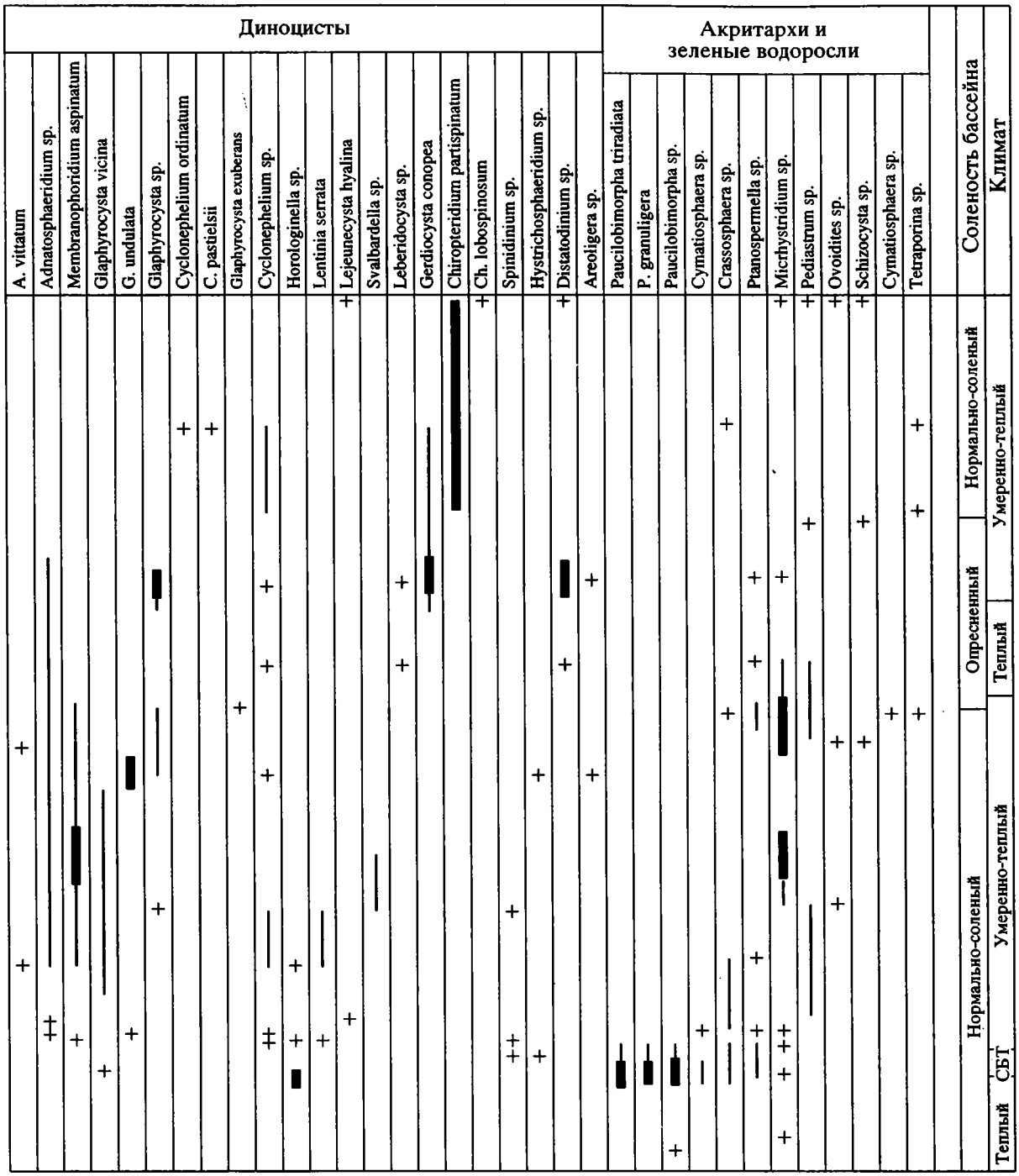


Рис. 4. Окончание.

циях цимлянской и калмыцкой свит он более разнообразен и насчитывает в отдельных пробах до 50 таксонов и более. Редукция фитопланктона приходится на солоноватоводные остракодовые и икибурульские слои. Этот же интервал характеризуется массовым скоплением в мацератах аморфной органики. Меняется по разрезу и количественное соотношение различных групп органикостенного фитопланктона. Представители рода Paucilobimorpha, относимые к зеленым водорослям, заметно преобладают в кумском горизонте, акритархи Micrhystridium – в цимлянской свите, особенно в пограничном интервале с солёновским горизонтом. Разнообразен состав акритарх и зеленых водорослей в базальных слоях калмыцкой свиты, непосредственно ниже 20-метровой песчаной пачки,

оставшейся неопробованной. В остальных интервалах разреза основную часть фитопланктонного спектра составляют пиррофитовые водоросли.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В эоценовой части разреза по основным группам палиноморф выделяются два различных по составу комплекса.

Слой мергеля, залегающий в основании видимого разреза черкесской свиты (362–356 м), охарактеризован фитопланктонным комплексом Dracodinium–Wetzeliella ovalis–Areosphaeridium с доминированием представителей двух первых родов (Dracodinium simile, D. pachydermum, D. varielongitudum), а также Microdinium reticulatum, M. ornatum. Им сопутствуют (иногда в массовом количестве) виды Spiniferites (S. membranophoridium, S. cornutus, S. pseudofurcatum), Cordosphaeridium (C. gracile, C. inodes, C. biarmatum) и Areosphaeridium (особенно A. arcuatum, A. diktyoplokus). До 50 таксонов в этом интервале встречены в единичных экземплярах: Hystrichostrogylon membranophoridium, H. membranophoridium subsp. granulatum, Diphyes ficusoides, D. colligerum, Corrudinium, Tectatodinium, Thalassiphora elongata, T. pelagica, T. delicata, Wilsonidium echinosuturatum, Deflandrea dissoluta, D. oebisfeldensis, D. leptalea, Systematophora placacantha, Areoligera, Dapsilidinium, Melitosphaeridium asterum, Operculodinium (в том числе O. nanaconulum), Achilleodinium biformoides, Alterbidinium, Hystrichokolpoma cinctum, H. salacium, Heteraulacacysta leptalea, H. porosa, H. campanula, Rottnestia borussica, Lingulodinium, Eatonicysta ursulae subsp. furensis, Laternosphaeridium (cf. L. lanosum), Dinopterygium cladoides sensu Morgenroth, Apectodinium, cf. Wetzeliella echinulata, Oligosphaeridium, Cleistosphaeridium, Cerodinium, Alisocysta, Melliododinium, Impagidinium (в том числе I. brevisulcatum), Fromea, Achomosphaera alcicornu, Cerebrocysta, Phthanoperidinium, Samlandia chlamidophora, Pentadinium taeniagerum. В группе празинофитов и акритарх единично – Micrhystridium.

Совместная встречаемость видов Dracodinium, более характерных для нижнего эоцена и лютетского яруса, в сочетании с видами Areosphaeridium и Wetzeliella ovalis, появляющихся в среднем эоцене, скорее свидетельствует в пользу лютетского, а не бартонского возраста этого интервала разреза. Н.Г. Музылев по наннопланктону относит его к верхнему лютету, В.Н. Беньямовский – по фораминиферам – к нижнему бартону (устные сообщения).

Палинокомплекс из мергелей беден. Преобладает пыльца голосеменных, главным образом таксодиевых, встречается пыльца Podocarpus и Ephedra. В спектре покрытосеменных – единичные пыльцевые зерна сережкоцветных (Myrica, Cyclocarya, Castanopsis pseudocingulum). Присутствует трехбороздная и трехбороздно-поровая пыльца формальных таксонов.

Фитопланктон глинисто-мергелистых слоев кумского горизонта (интервал 336–325 м) выделен в комплекс Paucilobimorpha–Horologinella, в котором эти ведущие таксоны составляют 50% от всего состава палиноморф. Основным компонентом является P. triradiata (более 120 экземпляров на препарат), второй вид этого рода – P. granulifera присутствует в небольшом количестве. Среди диноцист основную роль играют виды Areosphaeridium (A. arcuatum, A. diktyoplokus, A. pectiniforme), Deflandrea (D. arcuata, D. phosphoritica, D. oebisfeldensis, Deflandrea sp. "A"), а также Microdinium (M. ornatum, M. reticulatum). В единичных экземплярах встречено еще не менее 50 таксонов диноцист, в том числе Apteodinium cf. A. maculatum, Spiniferites (S. ramosus, S. cornutus, S. pseudofurcatus), Charlesdowniea coleothrypta, Wetzeliella articulata, W. astra, Dracodinium cf. D. condylos, Apectodinium longispinosum, A. cf. homomorphum, Heteraulacacysta pustulata, Lingulodinium, Samlandia chlamidophora, Cordosphaeridium gracile, C. inodes, Melitosphaeridium, Spinidinium, Heteraulacacysta, Impagidinium, Rottnestia borussica, Hystrichosphaeropsis, Hystrichostrogylon, Fibrocysta. Из акритарх и празинофитов – Ptanospermella и Micrhystridium.

Палинокомплекс верхних горизонтов черкесской свиты отличен по составу от палинокомплекса кумского горизонта. Пыльцы голосеменных, в основном Pinus, остается не более 10% при единичных зернах Taxodiaceae и Ephedra и главное место занимает пыльца буковых, представленная обычной для эоцена мелкой пыльцой Quercus gracilis, Q. graciliformis и Q. conferta. В пробах 131 и 128 в заметных количествах встречается пыльца Castanopsis. Высоко содержание пыльцы формальных таксонов (до 30%) – Plicapollis, Triporopollenites cf. T. megagranifera, Tricolporopollenites, Triporopollenites, Trudopollis pompeckjii, Rhoipites, Triotriapollenites. Пыльца ореховых обычно представлена термофильными Alfaroa и Engelhardtia. Им сопутствует пыльца Palmae, Araliaceae, Comptonia minima, Rhus, Corylopsis, Liquidambar.

Решая вопрос о возрасте слоев, относящихся к кумскому горизонту, следует иметь в виду, что в разрезах палеогена Западной Европы (Южные Нидерланды, Великобритания) (De Coninck, 1986) виды Paucilobimorpha и Horologinella весьма обычны в верхнелютетских и особенно в бартонских отложениях. В пользу отнесения к бартону говорит и присутствие в комплексе фитопланктона многих видов, обычных для диноцистовой зоны Rhombodinium perforatum–R. porosum второй половины этого яруса. Этот же вывод подтвержден изучением из тех же слоев фораминифер и наннопланктона.

Эоценовый интервал разреза с участием широкого спектра цист динофлагеллат отражает условия открытого тепловодного морского бассейна нормальной солености, который распространялся

с запада и юга в пределы юго-восточной окраины Русской платформы. Бартонский век характеризовался субтропическим сезонным климатом, менее влажным, но с более жарким летом по сравнению с климатом лютета.

Терминальная часть изученного эоценового разреза (проба 126), судя по массе встреченных переотложенных форм, не только палеогеновых, но и меловых, представляет собой горизонт перемыва. Что касается отмеченных в разрезе признаков размыва внутри кумского горизонта, то перерыв, который он отражает, был, вероятно, кратковременным.

В олигоценовой части разреза как по фитопланктону, так и по палиноморфам высших растений выделяются последовательно сменяющие друг друга комплексы, причем по фитопланктону удалось установить все зоны диноцистовой шкалы с участием зональных видов, принятой для Крымско-Кавказской области и Русской платформы.

Три зональных комплекса нижнего олигоцена – Phthanoperidinium amoenum–Wetzeliella symmetrica–W. gochtii установлены в цимлянской свите. К последнему из них отнесен и солёновский горизонт. Если границу нижнего и верхнего олигоцена проводить по смене зон Wetzeliella gochtii/Chiropteridium partispinatum–Rhombodinium draco, то в этом случае она проходит в пограничном интервале между пачками V и VI, разделяющем икибурульские слои солёновского горизонта и калмыцкую свиту. Однако надо учитывать следующее обстоятельство. Во всех пробах до подошвы песчаной пачки, залегающей в нижней части калмыцкой свиты, фитопланктонный комплекс крайне беден. Он представлен в основном зелеными водорослями и акритархами, которым сопутствует масса аморфного органического вещества, – показатель сохранявшейся еще с соленовского века аноксидной обстановки в бассейне. Восстановление моря нормальной солености произошло уже позже (или в конце периода) формирования песков, накапливающихся во время максимальной регрессии при затрудненной связи с открытым океаном.

Прежде чем перейти к описанию зональных комплексов фитопланктона, рассмотрим положение выделяемых зон в шкале палеогена.

Зона Phthanoperidinium amoenum (325–275 м) – нижняя зона олигоцена, соответствует нижней части зоны P18 (Globigerina tapuriensis) шкалы планктонных фораминифер и зонам NP21 и NP22 (нижняя часть) наннопланктонной шкалы. Этот интервал обеих шкал отвечает нижней части рюпельского яруса. В разрезе Ланджар (Армения), где был установлен стратотип границы эоцена и олигоцена для территории бывшего СССР, зональный вид – Ph. amoenum появляется в основании зоны P18. В разрезе скважины 45А он в массовом количестве встречен в пробах 110, 100 и 90 в интервале глубин 294–254 м, зафиксирован же с самого основания разреза майкопской серии.

Неразделенные зоны Wetzeliella symmetrica–W. gochtii выделены в интервале глубин 275–132 м. Их верхняя граница проведена по первому появлению в разрезе Chiropteridium partispinatum и принята за границу нижнего и верхнего олигоцена, хотя многие, например, А.С. Андреева-Григорович (1991 и др.) полагали, что зона Ch. partispinatum отчасти еще принадлежит нижнему олигоцену. Зоны Wetzeliella symmetrica–W. gochtii рассматриваются как неразделенные из-за трудностей в определении ветцелиелл до вида в связи с их плохой сохранностью. Предположительно можно говорить, что зона W. symmetrica занимает в разрезе интервал глубин 275–225 м. Верхние же горизонты верхнецимлянской подсвиты относятся уверенно к зоне W. gochtii. В западноевропейских диноцистовых шкалах зону W. symmetrica обычно помещают на уровень зоны NP22, а зону W. gochtii–NP23 наннопланктонной шкалы. По шкале планктонных фораминифер нижней из зон соответствует зона Globigerina tapuriensis, а зона W. gochtii помещается, хотя и частично, на уровень зоны Globigerina sellii. В скважине 45А W. symmetrica появляется в единичных экземплярах в пробах 100, 90, 75 и 65. Оба зональных вида присутствуют в пробе 70, а W. gochtii в пробах 75 и 64. И тот и другой вид эпизодически продолжают встречаться в солёновском горизонте и даже в низах калмыцкой свиты.

К зоне Ch. partispinatum относится вся остальная часть олигоценового разреза, вскрытого скважиной над соленовским горизонтом. В диноцистовых зональных шкалах объем этой зоны трактуется различно. Ж. Шатенефф (Cavellier, Pomerol, 1983) полагает, что эта зона характеризует нижний олигоцен без его терминальной части, и помещает выше еще две зоны – Lingulodinium (Cordosphaeridium) xanthium и Homotryblium floripes. А.С. Андреева-Григорович (1991) в зональной диноцистовой шкале, разработанной для южных районов СССР, дает широкое толкование объема зоны, включая в ее объем весь верхний олигоцен и часть нижнего. Для северокавказских разрезов она подразделяет ее на слои с Chiropteridium partispinatum s. s., L. xanthium и H. floripes. В разрезе скв. 45А зона Ch. partispinatum s. l. также может быть разделена на две подзоны (или слои) Ch. partispinatum–Rhombodinium draco (пробы 28, 27, 26) и Ch. partispinatum–Deflandrea spinulosa с участием Homotryblium ex gr. floripes–H. tenuispinosum. Что касается рода Lingulodinium, то он встречен во всех пробах, отобранных из калмыцкой свиты.

Перейдем к более подробной характеристике состава зональных комплексов (рис. 2).

Комплекс с Phthanoperidinium amoenum. Кроме зонального вида комплекс отличается присутствием и других видов этого рода: Ph. comatum, Ph. geminatum, Phthanoperidinium sp. "A" (с мелкошиповатой поверхностью), Ph. echinatum, Ph. alectrolophum, ? Ph. eocenicum. Характерно присутствие, хотя и в единичных экземплярах, Areosphaeridium pectini-

forme, Homotryblium abbreviatum и группы Membranophoridium–Glaphyrocysta–Cyclonephelium, включая виды, характерные для первой половины раннего олигоцена – M. aspinatum, G. semitecta, G. vicina.

Наиболее разнообразен фитопланктон в верхней части нижнецимлянской подсвиты (>50 таксонов). Это – наиболее мористые фации нижней части олигоценового разреза. Количество фитопланктона достигает 20–25% от общего количества палиноморф. Встречены виды Deflandrea, Charlesdowniea, Heteraulacacysta (в том числе H. porosa и H. leptalea), Rhombodinium, Adnatosphaeridium (A. vittatum, A. multispinosum), Hystrichokolpoma (включая H. rigaudae и H. salaciium), Thalassiphora (Th. pelagica и Th. reticulata), Cordosphaeridium exilimurum, Lentinia, Samlandia chlamidophora, Operculodinium, Phelodinium, Spiniferites, Pentadinium, Dinopterygium cladoides sensu Morgenroth, Microdinium ornatum, Spinidinium, Svalbardella, Cribroperidinium tenuitabulatum, Fromea и др.

Комплекс неразделенных зон Wetzeliella symmetrica–Wetzeliella gochtii характеризует верхнецимлянскую подсвиту и солёновский горизонт. Видовое разнообразие фитопланктона резко меняется, начиная от подошвы остракодового пласта. С этого же уровня в разрезе появляются моллюски Ergenica cimlanica. С глубины 254 м (проба 90) и выше, включая и подошву остракодового пласта, в массовом количестве, хотя и не во всех пробах, встречен Micrhystridium – показатель близости береговой зоны и усиления влияния пресных вод. В верхнецимлянской свите, формировавшейся в условиях нормальной солености, в интервале глубин 275–203 м состав фитопланктона таков.

1. Виды Deflandrea: Deflandrea phosphoritica с подвидами D. ph. phosphoritica и D. ph. attenuata, D. heterophlycta, (?) D. spinulosa, D. andromensis.

2. Виды группы родов Wetzeliella, Charlesdowniea: Wetzeliella gochtii, W. symmetrica, Wetzeliella forma "A", W. articulata, Charlesdowniea clathrata, Ch. clathrata angulosa.

3. Виды Phthanoperidinium: Phthanoperidinium amoenum, Ph. echinatum, Ph. comatum.

Кроме того встречены: Homotryblium floripes, H. plectilum, H. abbreviatum, Dapsilidinium pseudocolligerum, D. simplex, Glaphyrocysta exuberans и др. виды, Membranophoridium aspinatum, Cyclonephelium, Adnatosphaeridium vittatum, Cribroperidinium tenuitabulatum, Systematophora placacantha, Dapsilidinium simplex, D. pseudocolligerum, Heteraulacacysta porosa, Hystrichokolpoma rigaudiae, Areosphaeridium pectiniforme, Lingulodinium machoerophorum, Spiniferites ramosus, Cordosphaeridium sp., Apteodinium sp., Rhombodinium sp., Adnatosphaeridium sp., Tectatodinium sp., Microdinium sp., Cordosphaeridium fibrospinosum.

Группа зеленых водорослей и акритарх представлена Micrhystridium и единичными экземплярами Crassosphaera, Tetraporina, Cymatiosphaera, Ptanospermella, Pediastrum, Schizocysta, Ovoidites.

Таков же состав фитопланктона и в пробе 64 (базальная часть пачки с Ergenica cimlanica, глубина 202 м).

Комплекс фитопланктона солёновского горизонта очень беден, как и обычно в солоноватоводных отложениях (не более 5% от общего количества палиноморф). Он представлен в единичных зернах.

Проба 60 (глубина 194 м) – Adnatosphaeridium sp., Hystrichokolpoma salacia, Gerdiocysta, Batiacasphaera, Homotryblium floripes, Dapsilidinium, Phthanoperidinium, Charlesdowniea clathrata, Apteodinium emslandense.

Проба 55 (глубина 184 м) – ex. gr. Spiniferites, Adnatosphaeridium sp., ex gr. Cyclonephelium, ex. gr. Dystatodinium, Oligosphaeridium sp., Leberidocysta, cf. Hapsocysta, Fromea, Hystrichokolpoma salacia, Deflandrea, Homotryblium plectilum, Dapsilidinium, Phthanoperidinium.

Проба 50 (глубина 174 м) – Hystrichokolpoma salacium (>10%), Hystrichokolpoma sp., Distatodinium, Oligosphaeridium, Adnatosphaeridium, Gerdiocysta, Cyclonephelium reductum (все до 5%), в единичных экземплярах – Oligosphaeridium complex, Melitasphaeridium, Impagidinium, Kallosphaeridium, Batiacasphaera, Apteodinium, Glaphyrocysta, Chytroeisphaeridia, cf. Gonyaulacysta diutina, Heteraulacacysta, Cleistosphaeridium, Rhombodinium, Spiniferites. Из празинофитов и акритарх преобладает Pediastrum, встречаются Micrhystridium, Ovoidites.

Проба 45 (глубина 164 м) – Palaeocystodinium golzovense, Hystrichokolpoma salacia, Phthanoperidinium sp., Homotryblium, cf. Oligosphaeridium, Melitasphaeridium, ex gr. Adnatosphaeridium, ex gr. Spiniferites, Wetzeliella, Charlesdowniea, Batiacasphaera baculata, Glaphyrocysta, Gerdiocysta conopea.

Проба 40 (глубина 154 м) – Glaphyrocysta spp. (много экземпляров), Adnatosphaeridium, Gerdiocysta, Phelodinium, Phthanoperidinium, Microdinium, Wetzeliella gochtii, Wetzeliella forma "A", Distatodinium, Impagidinium, Homotryblium, Batiacasphaera, Deflandrea, Oligosphaeridium, Dracodinium, Cordosphaeridium, Melitasphaeridium, cf. Leberidocysta, Systematophora. В группе празинофитов и акритарх – Ptanospermella.

Проба 30 (глубина 133 м) – Gerdiocysta, Cordosphaeridium exilimurum, Operculodinium. В группе празинофитов и акритарх – Schizocysta, Micrhystridium, Ptanospermella.

Как видно из приведенного перечня таксонов, для солоноватоводных отложений характерна группа Glaphyrocysta–Cyclonephelium–Adnatosphaeridium, а также единично встречающиеся и отсутствующие в других интервалах Gerdiocysta, Batiacasphaera, Leberidocysta. Последний таксон весьма типичен для отложений солеповского горизонта Северного Кавказа (Запорожец, 1993).

Особое положение в разрезе занимает проба 29 с глубины 130 м. Спектр таксонов здесь значительно более разнообразен, чем в пробе 30, отобранной двумя метрами ниже. Встречены Cyclo-

nephelium ordinatum, Cyclonephelium spp., Cordosphaeridium, Impagidinium, Cleistrosphaeridium, Operculodinium placitum, Operculodinium f. "A", Hystrichokolpoma, Spiniferites ramosus, Spiniferites spp., cf. Dapsilidinium, Rhombodinium. Из акритарх – Micrhystridium. Однако ни Chiropteridium partispinatum, ни Rhombodinium draco, характеризующие следующий зональный комплекс, не установлены. Можно со всей определенностью говорить о все более явственно начавшейся с этого уровня связи солоноватоводного бассейна с открытым океаном.

Подводя итог описания этого зонального комплекса, необходимо отметить два момента. 1. Для всех проб, отобранных из соленовского горизонта характерна примесь аморфного органического вещества тем большая, чем более бедным по составу является фитопланктонный комплекс. Это может указывать на усиление или ослабление аноксического режима бассейна. В наибольшей степени это присуще пробам, отобранным из кровли соленовского горизонта, непосредственно под регрессивной пачкой песков, а также частично из остракодового пласта. 2. Постоянное же присутствие, хотя и в единичных экземплярах, диноцист, обитающих обычно в условиях нормальносоленого открытого морского бассейна (особенно это касается проб 55, 50, 45 и 40), указывает на то, что связь с открытым океаном соленовского бассейна хотя и была затруднена, но не прерывалась.

Комплекс с Chiropteridium partispinatum, пробы 28, 27, 26, 20, 10, 1 (интервал глубин 130–48 м).

С восстановлением условий нормальной солености численность и разнообразие фитопланктона вновь возрастают. Этот интервал разреза подразделяется на две части: нижнюю, в которой, кроме зонального вида, присутствует в качестве основного компонента Rhombodinium draco и сохраняются переходящие из солоноватоводных отложений Gerdiocysta и Cyclonephelium (пачка VI и базальная часть пачки VII калмыцкой свиты, пробы 28, 27 и 26) (глубины 130–94 м) и верхнюю (большая часть пачки VII, пробы 20, 10 и 1) (гл. 84, 64 и 50 м), где ведущими компонентами являются Ch. partispinatum и Deflandrea spinulosa при участии Homotryblium tenuispinosum и Pentadinium laticinctum.

Для всей калмыцкой свиты, особенно для пачки VII, характерно присутствие отдельных переотложенных форм из подстилающих отложений. Что касается возраста, то, как уже отмечалось, безусловно к верхнему олигоцену должна быть отнесена пачка VII (пробы 20–10 и 1 с D. spinulosa, Ch. partispinatum, H. tenuispinosum и P. laticinctum). Пачка VI с Ch. partispinatum и R. draco может принадлежать как к терминальной части нижнего олигоцена, так и к верхнему олигоцену и лишь по появлению единичных экземпляров зонального вида мы относим эту пачку к последнему.

Для нижних слоев комплекса с Ch. partispinatum, кроме R. draco, характерно присутствие единичных экземпляров Homotryblium, Oligosphaeridium, Hystrichokolpoma, Cordosphaeridium, Membranophoridium aspinatum, Gerdiocysta, Cyclonephelium, Spiniferites, а также Tetraporina. Возможно переотложенными являются отдельные палиноморфы из нижней части разреза.

В пробах 27 и 26 состав фитопланктона еще более богат и разнообразен (около четверти всех палиноморф, свыше 50 таксонов). Среди ветцелиелл здесь встречены единично W. gochtii и W. symmetrica, а также более 10 экземпляров cf. Wetzeliella articulata. Среди ромбодиниумов – R. draco (более 20 экз.) и другие виды Rhombodinium, из циклонефелиумов – C. ordinatum, C. pastielsii и Cyclonephelium sp. В количестве более 10 экземпляров присутствуют Lingulodinium, Operculodinium placitum, Impagidinium и виды Spiniferites, Ch. partispinatum. Единично встречены Gerdiocysta, Palaeocystodinium golzowense, Pentadinium laticinctum, Deflandrea phosphoritica, Hystrichokolpoma salacum, Dapsilidinium simplex, Cordosphaeridium exuberans, Areoligera, Kallosphaeridium, Cribroperidinium, Apteodinium (в том числе A. emslandense), Selenopemphix nephroides. В группе празинофитов и акритарх – Crassosphaera, Tetraporina, Tytthodiscus, Cymatiosphaera, Ptanospermella, Micrhystridium, Ovoidites и Pediastrum. Этот же интервал калмыцкой свиты вскрыт в скв. 1, пробуренной к северу от скв. 45А у оз. Цаца. Он легко узнается по присутствию в составе фитопланктона Ch. partispinatum и R. draco (пробы 23, 24, гл. 60–70 м).

В пачке VII наряду с Ch. partispinatum заметную роль начинают играть Deflandrea spinulosa и Homotryblium из группы H. floripes – H. tenuispinosum (особенно проба 10). В единичных экземплярах присутствуют: Hystrichokolpoma, Lingulodinium, Chiropteridium и Homotryblium (другие виды), Wetzeliella, Pentadinium laticinctum, виды Rhombodinium, Apteodinium maculatum, Membranophoridium aspinatum, Spiniferites, Systematophora, Thalassiphora pelagica, Deflandrea phosphoritica, Dapsilidinium, Tectatodinium, Selenopemphix nephroides, Operculodinium, cf. Muratodinium, Gerlachodinium aechmophorum. Среди акритарх и празинофитов единичны – Ptanospermella, Tetraporina, Pediastrum, Cymatiosphaera. Часть компонентов может быть переотложена. В то же время присутствие таксонов, хотя и в единичных экземплярах, не доживших до конца олигоцена, позволяет с достаточной уверенностью говорить, что пачка VII должна быть отнесена еще к олигоцену. Мы акцентируем на этом внимание в связи с устным сообщением В.Н. Беньямовского о том, что верхние горизонты пачки VII калмыцкой свиты в интервале глубин 86–48 м по бентосным фораминиферам относятся к зоне Cibicides ornatus. Эта зона была ранее выделена в северокавказских разрезах (зеленчукская и низы караджалгинской свиты) и включалась в состав кавказского регияруса, помещаемого в нижний миоцен. Не имея никаких возражений против возможного сопоставления верхней части пачки VII калмыцкой свиты с отложениями кавказского регияруса, в комплексе фитопланктона которых также

Таблица I

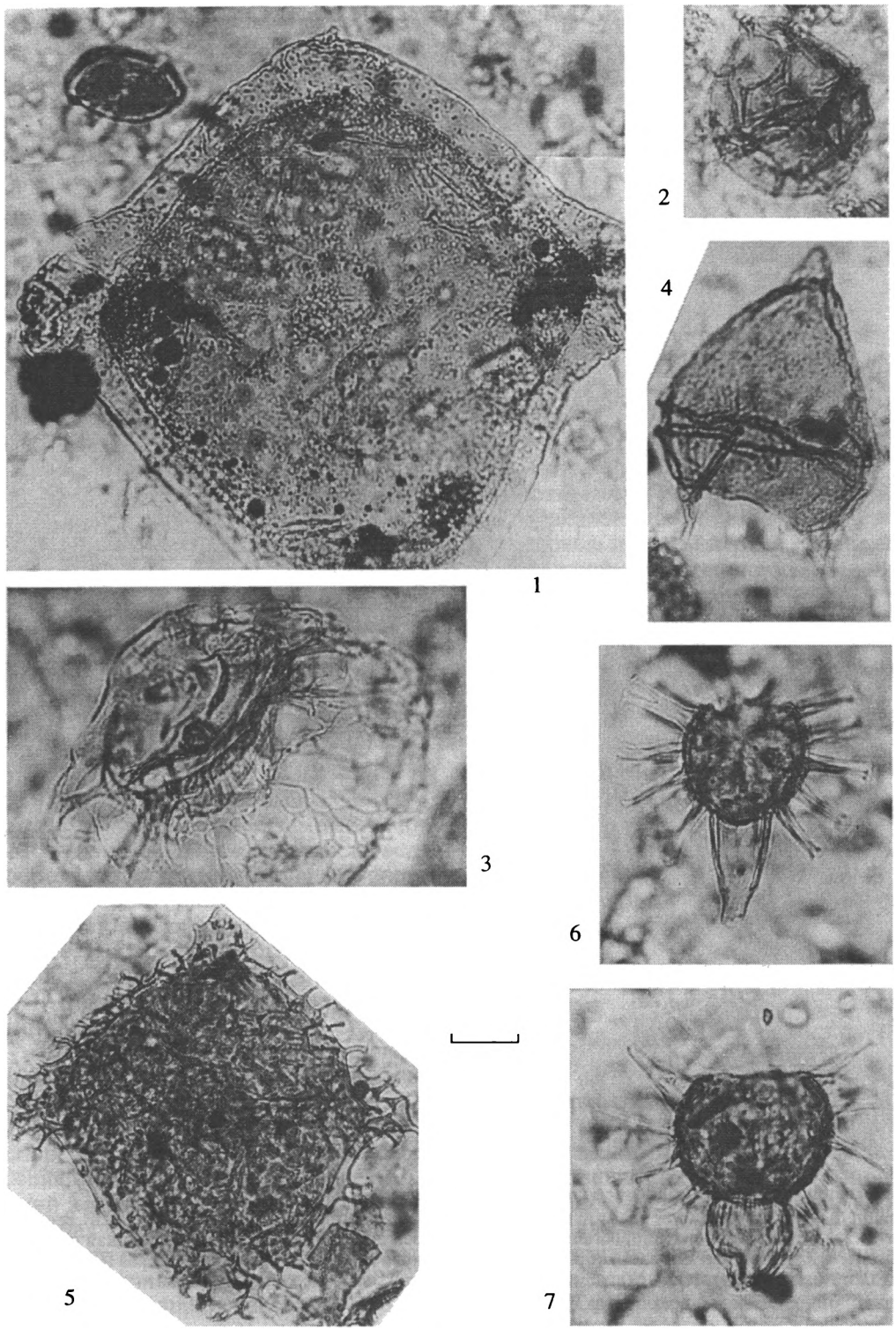
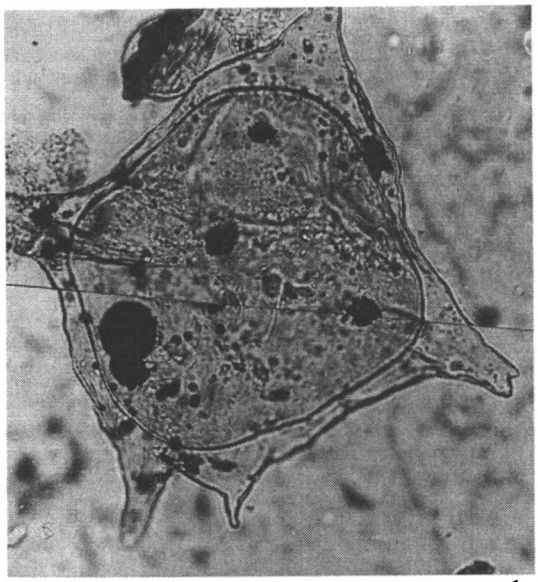


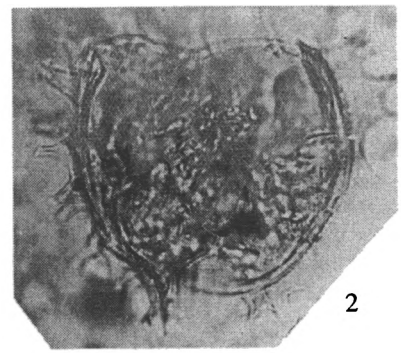
Таблица I. Фитопланктон эоцен-олигоценовых отложений скв. 45А.

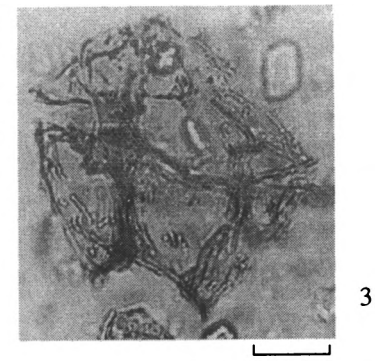
1 – Rhombodinium perforatum (Jan du Chene and Chateauneuf) Lentin and Williams, обр. 110, цимлянская свита; 2 – Phthanoperidinium amoenum Drugg and Loeblich, обр. 115, цимлянская свита; 3 – Adnatosphaeridium sp., обр. 110, цимлянская свита; 4 – Lentinia serrata Bujak, обр. 110, цимлянская свита; 5 – Wetzeliella symmetrica Weiler, обр. 65, цимлянская свита; 6 – Diphyes colligerum (Deflandre and Cookson) Cookson, emend Goodman and Witer, обр. 114, черкесская свита; 7 – D. ficusoides Islam, обр. 144, черкесская свита.

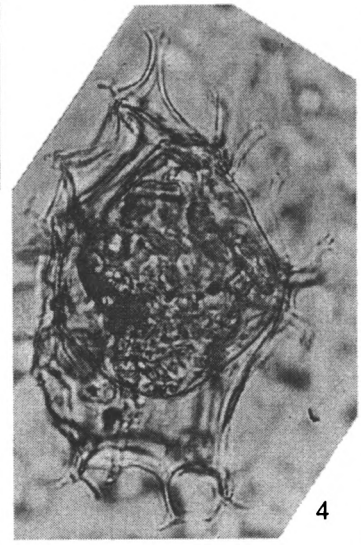
Длина масштабной линейки для всех фигур 15 мкм.

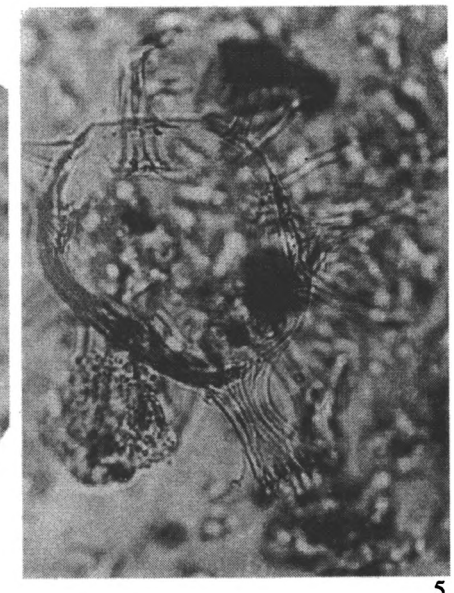
Таблица II











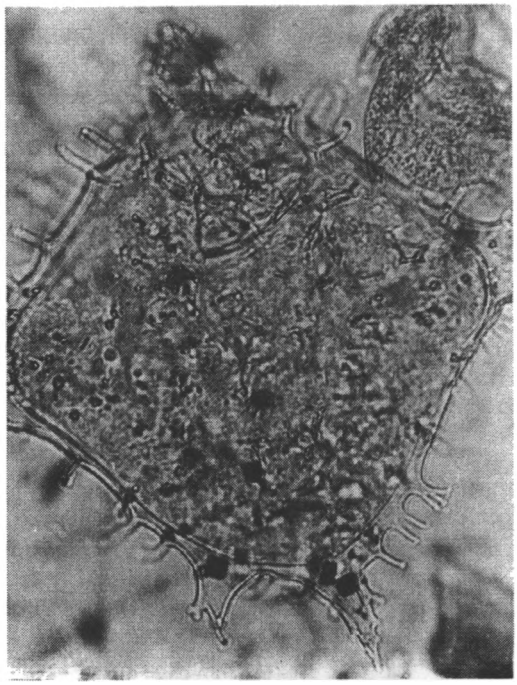


Таблица II. Фитопланктон эоцен-олигоценовых отложений скв. 45А.
1 – Rhombodinium draco Gocht, обр. 26, калмыцкая свита; 2 – Chiropteridium partispinatum (Gerlach) Brosius, обр. I, калмыцкая свита; 3 – Gerlachidium aechmophorum (Benedek) Benedek and Sarjeant, обр. 10, калмыцкая свита; 4 – Rottnestia borussica (Eisenack) Cookson and Eisenack, обр. 144, черкесская свита; 5 – Homotryblium floripes (Deflandre and Cookson) Stover, обр. 80, цимлянская свита; 6 – Wetzeliella articulata Eisenack, обр. 26, калмыцкая свита.
Длина масштабной линейки для всех фигур 15 мкм.

заметную роль играет Deflandrea spinulosa, мы не считаем возможным по причинам, отмеченным выше, включать этот регионарус, по крайней мере его нижний подъярус, в нижний миоцен.

Исследование пыльцы и спор из олигоценовой части разреза позволило так же, как и по фитопланктону, выделить три палинокомплекса, нижний и верхний из которых характеризуют морские отложения, а средний – солоноватоводные. В соответствии с принадлежностью к местным стратиграфическим подразделениям они названы цимлянским, солёновским и калмыцким.

Цимлянский комплекс, включая базальные слои солоноватоводной толщи с Ergenica cimlanica, характеризуется заметным преобладанием голосеменных над покрытосеменными (обычно первых 80–90%) при превалировании таксодиевых над сосновыми в соотношении 4 : 1 в нижней части интервала и 3 : 1 и 2 : 1 – в верхней. В спектре сережкоцветных доминируют березовые.

Соленовский комплекс, отвечающий всему интервалу солоноватоводной толщи (196–132 м) и нижней части калмыцкой свиты (до гл. 98 м), отличается большим участием покрытосеменных (голосеменных обычно не более 55–75%), преобладанием сосновых над таксодиевыми в соотношении 2 : 1 или 3 : 2 (кроме пробы 45, где несколько больше таксодиевых), заметным присутствием в спектре пыльцы Sciadopytis, возрастанием роли буковых и в целом большим участием термофильных компонентов на фоне большого таксономического разнообразия пыльцы. Этому интервалу разреза, вероятно, отвечает потепление климата и сокращение среднегодового количества осадков по сравнению с нижним интервалом.

Калмыцкий комплекс, отвечающий верхней морской части олигоценового разреза, отличается увеличением содержания пыльцы голосеменных (до 85%) при переменном превалировании пыльцы сосновых и таксодиевых и преобладанием пыльцы березовых в спектре сережкоцветных, что, вероятно, следует связывать с начавшимся в позднем олигоцене похолоданием.

Цимлянский комплекс, как уже отмечалось, отличается резким доминированием таксодиевых над сосновыми в пачке II и менее заметно выраженным преобладанием в пачке III, а также ведущей ролью березовых, особенно Carpinus. В состав комплекса входят характерные таксоны нижнего олигоцена, встречающиеся на юге Русской платформы, Устюрте, Приаралье, Тургае и юге Сибири – Picea tobolica, Tsuga crispa, Ephedra cheganica, Betula gracilis, B. trigona, Juglans polyporata, J. sibirica, J. sieboldianiformis, Tilia tomentosiformis, Carya glabraeformis, C. spackmania. Более редко встречаются Rhus, Comptonia и, как обычно, в единичных экземплярах более термофильные – Moraceae, Ilex, Nyssa, Liquidambar, Carylopsis, Hamamelis и др. Содержание спор не превышает 1–2% (Cyathea, Lygodium, Osmunda, Polypodiaceae, Lycopodium).

Солёновский комплекс отличается преобладанием сосновых над таксодиевыми, присутствие в заметных количествах Sciadopytes, превалирование буковых среди сережкоцветных (25–40% от состава комплекса). Обращает внимание большое участие термофильных компонентов. Их список по отношению к нижнему комплексу может быть дополнен – Alfaroa, Trochodendron, Engelhardtia, Cyclocarya, Sterculiaceae, Palmae, Aralia, Castanopsis. Встречено много видов пыльцы, характерных для нижнеолигоценовых отложений, часть из них переходит из нижнего комплекса. Сюда входят: Pinus koraensis, P. aralica, Tsuga turulosa, T. crispa, T. canadensiformis, Ephedra cheganica, Betula trigona, B. gracilis, Alnus cf. minor, Corylus granulata, Juglans polyporata, J. siboldianiformis, J. sibirica, Carya glabraiformis, Quercus graciliformis, Q. gracilis, Q. conferta, Q. sibirica, Q. williamsoniana, Q. forestdalensis (характерно, что мелкая пыльца дубов, по-видимому, вечнозеленых видов, составляет основную часть пыльцы буковых, особенно в пробах из "остракодового" пласта), Nyssa crassa, N. rotundata, Rhus ustjurtensis, Liquidambar zaissanica, Tilia tomentosiformis, Fothergilla gracilis, Corylopsis crassa и др. Характерно, что участие широколиственных в пробах различно. В пробе 60 сравнительно много (>5%) Ulmus, Rhus и Tilia, в пробе 55 – Liquidambar, в пробе 45 – Rhus и Liquidambar, в пробе 40 – Myrica, в пробах 30 и 29 – Comptonia, Myrica, Nyssa, Moraceae, Ericaceae и Ilex. Верхний интервал солоноватоводной пачки V характеризуется большим участием спор папоротников, особенно Osmunda. Вероятно, для ее верхнего 20-метрового интервала характерно восстановление условий более высокой влажности. Папоротники, восковниковые, вересковые и ниссы играли существенную роль в прибрежной растительности, занявшей осушенные при регрессии участки бывшего морского дна.

Калмыцкий комплекс (пробы 20, 10, 1) отличается вновь большим участием голосеменных (80–85%) в палиноспектрах, переменным преобладанием то пыльцы таксодиевых, то сосновых, большим участием березовых, особенно Alnus, меньшей ролью термофильных компонентов при сохранении многих характерных олигоценовых таксонов, особенно среди сережкоцветных. Отмечается также редукция мелкой пыльцы дубов, связанных обычно с вечнозелеными представителями этого рода, и в то же время увеличение роли Fagus. Вновь становится небольшой роль спор папоротников (Osmunda и др.). Комплекс весьма обычен для отложений верхнего олигоцена (но не его самых высоких горизонтов, уже лишенных характерных видов Juglandaceae).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В разрезе скв. 45А по фитопланктону и палиноморфам высших растений удалось уточнить возраст его отдельных интервалов и сопоставить их с подразделениями соседних регионов. Цимлянская свита коррелируется с пшехским горизонтом северо-кавказских разрезов, кроме его базальных слоев, а также с ащеайрыкской свитой Северного Устюрта и борисфенским горизонтом Причерноморья. Комплекс фитопланктона остракодовых слоев беднее полбинского горизонта кубанского разреза, но мало отличается от него по составу. Фитопланктон икибурульских слоев с большим таксономическим разнообразием представлен теми же таксонами, что и фитопланктон серогозской свиты Причерноморья (Андреева-Григорович, 1991) и тамдинской свиты Северного Устюрта (Попов и др., 1993). Морской фитопланктон

		Местные стратиграфические подразделения	Ассоциативные группы	Сопутствующее таксоны, формирующие динофации	Акритархи. Зеленые водоросли	Режим бассейна седиментации	Эвстатическая кривая регрессия трансгрессия
Верхний олигоцен	Калмыцкая свита	Калмыцкая свита пачка VII	Deflandrea – Homotryblium	Dapsilidinium – Chiropteridium	Cymatiosphaera	Открытый морской бассейн с переменным солевым режимом и с появившимися признаками стагнации	
		Калмыцкая свита пачка VI	Rhombodinium – Chiropteridium	Wetzeliella – Cyclonephelium – Spiniferites		Трансгрессивный цикл развития морского бассейна нормальной солености	
Нижний олигоцен	Соленовский горизонт	Икибурульские слои верхняя часть	Operculodinium – Gerdiocysta	Hystrichokolpoma – Spiniferites		Солоноватоводный водоем со стратификацией вод; аноксия в придонном слое	
		Икибурульские слои нижняя часть		Hystrichokolpoma – Oligosphaeridium		Солоноватоводный водоем, имеющий затрудненную связь с Северной Атлантикой	
		Остракодовые слои	Gerdiocysta – Distatodinium	Cyclonephelium – Oligosphaeridium		Опресненный водоем с признаками стратификации вод	
		Верхнецимлянская подсвита верхняя часть	Deflandrea – Wetzeliella	Adnatosphaeridium – Membranophoridium	Micrhystridium	Прибрежная зона опресняющегося морского бассейна	
	Цимлянская свита	Верхнецимлянская подсвита нижняя часть	Phthanoperidinium – Glaphyrocysta	Membranophoridium – Homotryblium		Трансгрессивная фаза морского бассейна нормальной солености со стратификацией вод и более хорошо прогреваемым верхним слоем в прибрежной зоне. Ослабление стагнации	
				Adnatosphaeridium – Membranophoridium	Micrhystridium		
		Нижнецимлянская подсвита	Phthanoperidinium	Glaphyrocysta – Cyclonephelium – Deflandrea		Морской бассейн, связанный с С. Атлантикой, с переменной соленостью. Начало трансгрессии. Хорошо прогреваемый поверхностный слой и придонная стагнация	
Средний эоцен	Кумский горизонт		Microdinium – Horologinella – Areosphaeridium			Нормально-соленый морской-бассейн, тепловодный, со стратификацией вод; стагнация в придонном слое в раннекумское время	
				Deflandrea	Paucilobimorpha		
	Керестинский горизонт	Черкесская свита	Spiniferites – Dracodinium – Areosphaeridium	Microdinium		Открытый тепловодный морской бассейн нормальной солености, без влияния притока пресных вод	
				Cordosphaeridium			

Рис. 5. Ассоциативные группы диноцист, формирующие динофации в разрезе скв. 45А.

калмыцкой свиты обычен для хаттских отложений Северной Германии, асканийской и горностаевских свит Причерноморья, каратомакского и байгубекского горизонтов Приаралья и Устюрта. Так в последнем из указанных районов комплекс с Chiropteridium partispinatum, Deflandrea spinulosa, Rhombodinium draco, Homotryblium floripes был выявлен в разрезе скв. 3006 (Запорожец, 1991). Соленовский век, судя по заметному участию в составе палинофлоры буковых, включая кастанопсис, а также присутствию пальм, туттовых, аралиевых, разнообразных термофильных листопадных и вечнозеленых широколиственных на общем фоне доминирования сосновых характеризовался теплым, сезонным и в целом более сухим климатом. В среднем эоцене в керестинское (позднечеркесское) время климат был субтропическим, но более прохладным и влажным, чем в кумское, когда он носил более отчетливо выраженные черты сезонного с жарким и сухим летом.

Анализ фитопланктонных комплексов позволяет сделать некоторые заключения о гидрологическом режиме морского бассейна. Цимлянский бассейн отличался нормальной соленостью с хорошо выраженной стратификацией вод и аноксидными условиями в его придонной части, особенно в раннецимлянское время. В позднецимлянское время, по мере развития трансгрессии происходило распреснение поверхностного слоя, при одновременном обмелении бассейна из-за увеличения скорости седиментации. Показателем этого служит обилие Micrhystridium иногда занимавшего более 50% в спектрах фитопланктона (рис. 5).

В солёновское время бассейн был полуопреснен из-за частичной изолированности от Мирового океана. Его моделью в это время может служить современный Черноморский бассейн. Степень изоляции, так же как и соленость не оставались постоянными. Повышение солености происходило при возобновлении связей с Атлантическим океаном. Это подтверждается общностью состава комплексов солёновских моллюсков и диноцист с одной стороны с рюпельскими, а с другой – с комплексами Венгрии (глины Тард), Трансильванской впадины Румынии (илеандские слои) (Baldi, 1986; Rusu, 1988), Чехии. Находки моллюска Ergenica cimlanica – характерного вида базальных слоев солёновского горизонта – известны из разных районов Центральной Европы (окрестности Будапешта, Трансильванская впадина, Словения, Болгария). Связь с Атлантикой могла осуществляться через южное окончание Майнцского прогиба или Мазуро-Мазовецкий порог, как это предполагает А. Русу (Rusu, 1988). Существование аноксидной обстановки в солёновском бассейне подтверждается высоким содержанием в просмотренных мацератах аморфного органического вещества, составляющего до 80–90% от его общего количества. Этим особенно отличаются остракодовые слои и верхние горизонты икибурульских слоев. Связь же с океаном более отчетливо проступает в ранне- и среднеикибурульское время. Опреснение солёновского бассейна было связано не только с затрудненным сбросом пресных вод, но и с общим опреснением поверхностных вод Мирового океана, как это полагают Н.Г. Музылев с соавторами (1992). Калмыцкий бассейн, судя по составу фитопланктонного комплекса, нормально соленый, имеющий прочные связи с Атлантикой, но также, по-видимому, с четко выраженной стратификацией вод.

Автор признателен за обсуждение материалов статьи сотрудникам ГИН РАН Ахметьеву М.А., Беньямовскому В.Н. и Музылеву Н.Г., а также Попову С.В. (ПИН РАН) и Столярову А.С. (ВИМС). Керновый материал и полевую документацию представил Застрожнов А.С. (Нижневолжскгеология), которому также выражается благодарность.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 95-05-15052а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева-Григорович А.С. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и фитопланктон). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Львов, УкрНИГРИ, 1991. 47 с.

Гарецкий Г.И. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманычья в узунларско-чирканский и буртасский века // Вопросы географии. Сб. 33. М.: Государственное издательство географической литературы, 1953. С. 190–201.

Запорожец Н.И. Палинокомплексы и фитопланктон верхнеэоценовых и олигоценовых отложений по опорной скважине № 3006 (Северо-Западное Приаралье) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. № 6. 1991. С. 37–48.

Запорожец Н.И. Палинология и фитопланктон нижнего олигоцена Северного Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 130–138.

Леонов Г.П. Опыт построения межрегиональной стратиграфической схемы палеогеновых отложений Русской плиты // Вестн. МГУ. Сер. Биол., почвовед., геол., геогр. 1957. № 5. С. 169–182.

Музылев Н.Г., Табачникова М.П., Воронина А.А. Раннеолигоценовый эпизод опреснения в бассейнах Паратетиса // Изв. РАН Сер. геол. 1992. № 5. С. 39–51.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. и др. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене–раннем олигоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 10–39.

Baldi T. Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. Budapest: Akademia Kiado. 1986. 201 p.

Cavelier C., Pomerol C. Ecchelle de correlation stratigraphique du Paleogene. Stratotypes, etages standards, boizones, chimiozones et anomalies magnetiques // Geol. France. 1983. № 3. P. 37–42.

Rusu A. Oligocene events in Transilvania (Romania) and the first separation of Paratethys // D.S. Inst. Geol. Geofiz. Bucuresti. 1988. V. 72–73/5. P. 207–223.

De Coninck J. Organic Walled Phytoplancton from the Bartonian and Eo-Oligocene transitional deposits of the Woensdrecht borehole, Southern Netherlands // Meded. Rijks Geol. Dienst. 1986. V. 40–2. 49 p.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1998, том 6, № 3, с. 74–86

УДК 551.782:564(571.66)

РАСЧЛЕНЕНИЕ ОЛИГОЦЕНОВЫХ И НИЖНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА (ПО МОЛЛЮСКАМ)

© 1998 г. К. Б. Баринов, Ю. Б. Гладенков

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

Поступила в редакцию 14.02.96 г.

В нижней части кайнозоя Северного Сахалина (п-ов Шмидта) по остаткам моллюсков (77 видов) выделены верхний эоцен, олигоцен и нижний миоцен (мачигарская и тумская свиты). Детальное изучение комплексов впервые позволило расчленить этот разрез на девять слоев с фауной. На этой основе осуществлены корреляции разреза с таковыми соседних регионов и сделаны палеогеографические реконструкции.

Ключевые слова. **Северный Сахалин, олигоцен, нижний миоцен, слои с моллюсками, палеогеография, палеоклимат.**

ВВЕДЕНИЕ

До последнего времени многие проблемы олигоцена Северной Пацифики остаются неосвещенными. Недостаточно дробно изучены палеонтологические остатки из олигоценовых толщ разных районов, не определены точно границы ярусов олигоцена в них, не восстановлены палеогеографические обстановки и геологические события этого времени. Вот почему детальное изучение разрезов дальневосточной области приобретает сейчас особое значение. Среди них привлекают внимание, в частности, разрезы Сахалина и Камчатки, которые характеризуют зону перехода от океана к континенту. Одним из представительных разрезов в этом ряду является северо-сахалинский, расположенный на п-ве Шмидта (рис. 1). Он отличается полнотой и богато палеонтологически охарактеризован.

В его геологическом строении участвуют докайнозойские (юра–мел) и кайнозойские толщи (от верхнего эоцена–олигоцена до плиоцена). В разные годы кайнозой изучался здесь Н.Н. Тихоновичем, П.И. Полевым, Е.М. Смеховым, И.И. Ратновским, Н.Б. Вассоевичем, Г.С. Мишаковым, В.И. Гречиным и др. (Ратновский, 1960; Вассоевич, 1961; Гречин, 1976). Биостратиграфические исследования проводили И.П. Хоменко (1934, 1938), Н.А. Волошинова (Волошинова и др., 1970), Л.В. Криштофович (1964), Ю.Б. Гладенков (1973), Л.С. Жидкова и др. (1981). В последние годы, микропалеонтологическая характеристика этих отложений была дана сотрудниками ГИН РАН (Орешкина, Витухин, 1987).

Ниже излагаются данные по олигоцен-нижнемиоценовой части разреза. Эта часть описана Ю.Б. Гладенковым на северном побережье п-ва Шмидта (нижний контакт расположен в 4.5 км юго-восточнее мыса Марии, верхний – восточнее, у озера Мончигар). Для сравнения приведены материалы по возрастным аналогам этих толщ западного побережья полуострова (северо-западнее устья р. Пильво). В данной статье упор

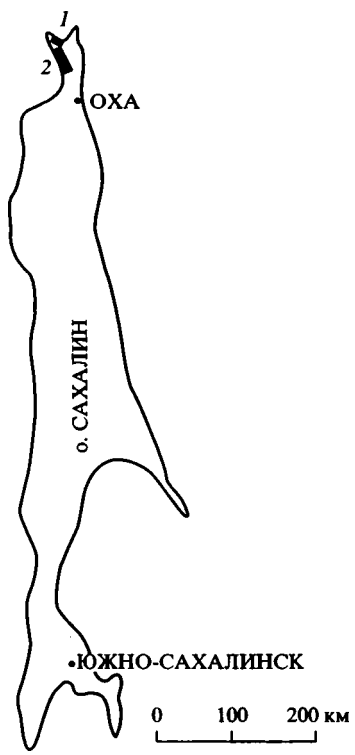


Рис. 1. Положение изученных разрезов Северного Сахалина: *1* – Мачигарский разрез, *2* – Пильский разрез.

при палеонтологической характеристике описываемых отложений сделан на моллюски, которые представлены относительно богато: здесь отмечено более 70 видов.

Моллюски из кайнозоя п-ва Шмидта изучались в разные годы И.П. Хоменко, Ф.Г. Лаутеншлегером, Н.Я. Коганом, И.Н. Кузиной, Л.В. Криштофович, Л.А. Поповой, Ю.Б. Гладенковым, Л.С. Жидковой и другими. В данной работе использованы материалы изученных коллекций, собранных Ю.Б. Гладенковым в 1969 и 1979 годах. Послойное изучение комплексов моллюсков, позволило подойти к расчленению разреза на более детальной, чем было раньше, основе и предложить новые варианты его корреляции.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Палеогеновые и нижненеогеновые отложения п-ва Шмидта описаны по двум опорным разрезам: *1* – мачигарскому (морское побережье залива Северного, к северо-западу от озера Мончигар) и *2* – пильскому (морское побережье Сахалинского залива, речка Водопадная). Первый (основной) разрез охватывает (стратиграфически снизу вверх) мачигарскую (толщи I–VI) и тумскую (VII–XI) свиты. Далее дается описание свит и толщ в стратиграфической последовательности (в пределах толщ выделяются пачки со своей нумерацией – отдельной для каждой свиты).

МОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ В РАЙОНЕ ОЗЕРА МОНЧИГАР (МАЧИГАРСКИЙ РАЗРЕЗ)

Мачигарская свита (выделена в 1935 г. Н.С. Ерофеевым). Нижний контакт свиты неясный. Свита отделена от вулканических пород, относимых к мелу, видимо, тектоническим нарушением. Судя по геологической ситуации залегает несогласно, с размывом (рис. 2).

Толща I (угленосно-песчанистая)

1. Песчаники, пески и глины. Песчаники серые, зеленоватые средне-зернистые, рыхловатые, с включением гравия, местами глинистые и мусорные, с несколькими конкреционными твердыми прослоями. В этих горизонтах сидеритовые конкреции (0.3–0.5 до 1 × 5 м), линзы и прослои бурого угля (до 2–2.5 м). Мощность 15–20 м.

В пачке собрана флора. Согласно А.И. Поярковой, среди остатков – Osmunda sachalinensis, Taxodium dibium, Betula cf. elliptica. Fagus sp., Magnolia sp. (Ратновский, 1960).

2. Песчаники желтовато-серые, рыжие, крупно-среднезернистые, тонко- и косослоистые, мусорные, с углистыми галечками, растительным детритом, линзочками (0.2–0.3 м) угля, глинистыми разностями, с ярозитом, туфогенные. В нижней части – конкреции карбонатов (0.2–0.5 × 1–1.5 м). Встречены остатки моллюсков: Mytilus littoralis, Corbicula sitakaraensis, Cerithidea quadrimonilicosta. Мощность 10–12 м.

Толща II (алевролито-песчанистая)

3. В основании (2–4 м) серые мелкогалечные конгломераты и гравеллиты голубовато-серые, рыхлые и крепкие. Галька слабо окатана, в основном эффузивная. В конгломератах встречены раковины Papyridea harrimani. Выше алевролиты – темносерые, сверху буровато-коричневые, неслоистые, со скорлуповатой отдельностью, мелкощебенчатые, с песчанистыми разностями, довольно мягкие. В основании характерный горизонт карбонатных конкреций (0.5 × 3 м), с плавающей галькой и растительным детритом. Найдены остатки Macoma sejugata, Musculus cf. snatolensis, Acanthocardia cf. snatolensis, Portlandella watasei и др. Мощность до 20 м.

Пачки 1–3 обнажаются в трех частных разрезах на бортах небольшой антиклинали и в синклинальной складке. Далее пачки залегают в моноклинали с падением слоев на северо-восток.

4. Песчаники в нижней части с прослоями алевролитовых конгломератов (0.7 м) и линзами угля. В верхней – зеленоватые средне-зернистые, алевритистые, ожелезненные, неяснослоистые, с большим количеством гальки, с отдельными конкрециями (1 × 1.5 м). В самом верху – первые геннойши – глендониты. Мощность 30 м.

Толща III (конгломерато-песчанистая, с 16 циклами)

5. В основании (2 м) конкреционный горизонт по серым конгломеративным песчаникам, с крупными карбонатными конкрециями (до 2 × 4 м), скоплением остатков моллюсков Nemocardium iwakiense, Thracia schmidti, Papyridea harrimani, Mya grewingki и др. (первый маркирующий горизонт со скоплением фауны).

Выше (5.5 м) – конгломератовые песчаники синевато-зеленые (много гальки яшмоидов), с конкрециями (0.5–0.7 × 3 м), переходящие в песчаники с галькой и мусорные алевролиты с небольшими конкрециями (0.2 м) и геннойшами. Выше – подобное чередование (циклы около 5 м) конгломератов (до 1 м), песчаников и алевролитов (до 3–3.5 м). Характерны конкреции разного размера (от 1 м до 0.1 м), в том числе геннойши. Присутствует галька и валунчики разного состава (в том числе гранитоидов). Нижние контакты конгломератов обычно неровные, с размывом, хотя некоторые из них постепенные. В этой части разреза встречены многочисленные остатки моллюсков Liocyma furtiva, Papyridea matschigarica, Cyclocardia

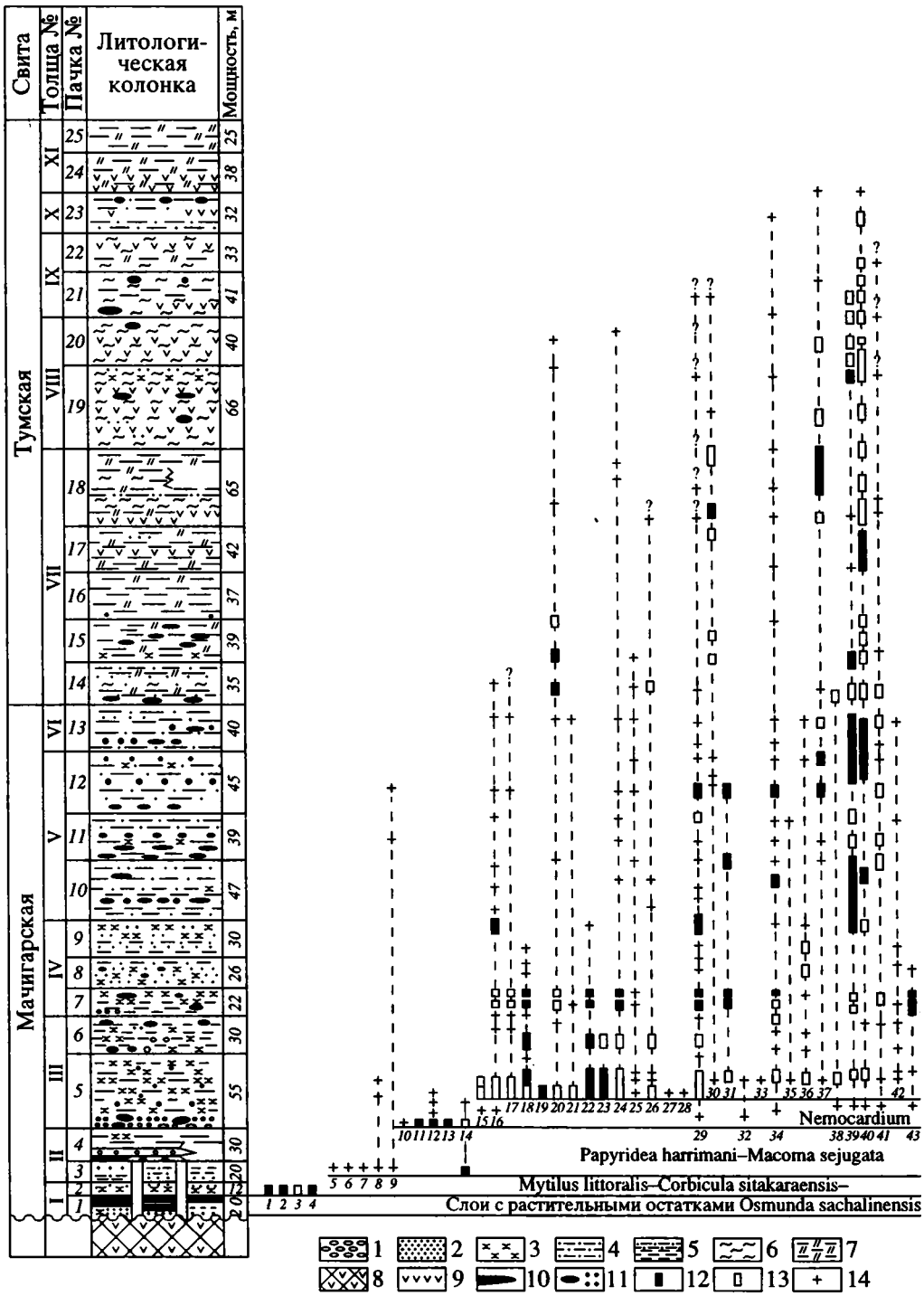


Рис. 2. Распространение моллюсков в мачигарском разрезе. 1–11 – типы пород: 1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – массивные песчаники, 4 – алевролиты, 5 – глины, 6 – опоки, 7 – туфо-алевролиты, 8 – вулканические породы, 9 – туфы, 10 – угли, 11 – конкреции; 12–14 – количество остатков раковин моллюсков: 12 – более 10, 13 – более 5, 14 – от 1 до 5.

Моллюски: *1* – Mytilus littoralis Slidkewitsch, *2* – Corbicula sitakaraensis Suzuki, *3* – Corbicula sp., *4* – Cerithidea quadrimonilicosta Khomenko, *5* – Acanthocardia cf. snatolensis L. Krishtofovich, *6* – Musculus cf. snatolensis Sinelnikova, *7* – Clinocardium sp., *8* – Portlandella watasei (Kanehara), *9* – Macoma sejugata (Yokoyama), *10* – Clinocardium taracaicum (Yokoyama), *11* – Nemocardium iwakiense (Makiyama), *12* – Mya grewingki Makiyama, *13* – Thracia schmidti L. Krishtofovich, *14* – Papyridea harrimani Dall, *15* – Liocyna furtiva (Yokoyama), *16* – Yoldia caudata Khomenko, *17* – Cyclocardia matschigarica (Khomenko), *18* – Papyridea matschigarica Khomenko, *19* – Arca sakamizuensis Hatai and Nisiyama, *20* – Clinocardium makiyamae Kamada, *21* – Ancistrolepis modestoideus (Takeda), *22* – Yoldia matschigarica L. Krishtofovich, *23* – Trachycardium kinsimarae (Makiyama), *24* – Pododesmus schmidti L. Krishtofovich, *25* – Turritella importuna Yokoyama, *26* – Neverita asagaiensis (Makiyama), *27* – Colus asagaiensis Makiyma, *28* – Buccinum sp., *29* – Ciliatocardium matchgarense (Makiyama).

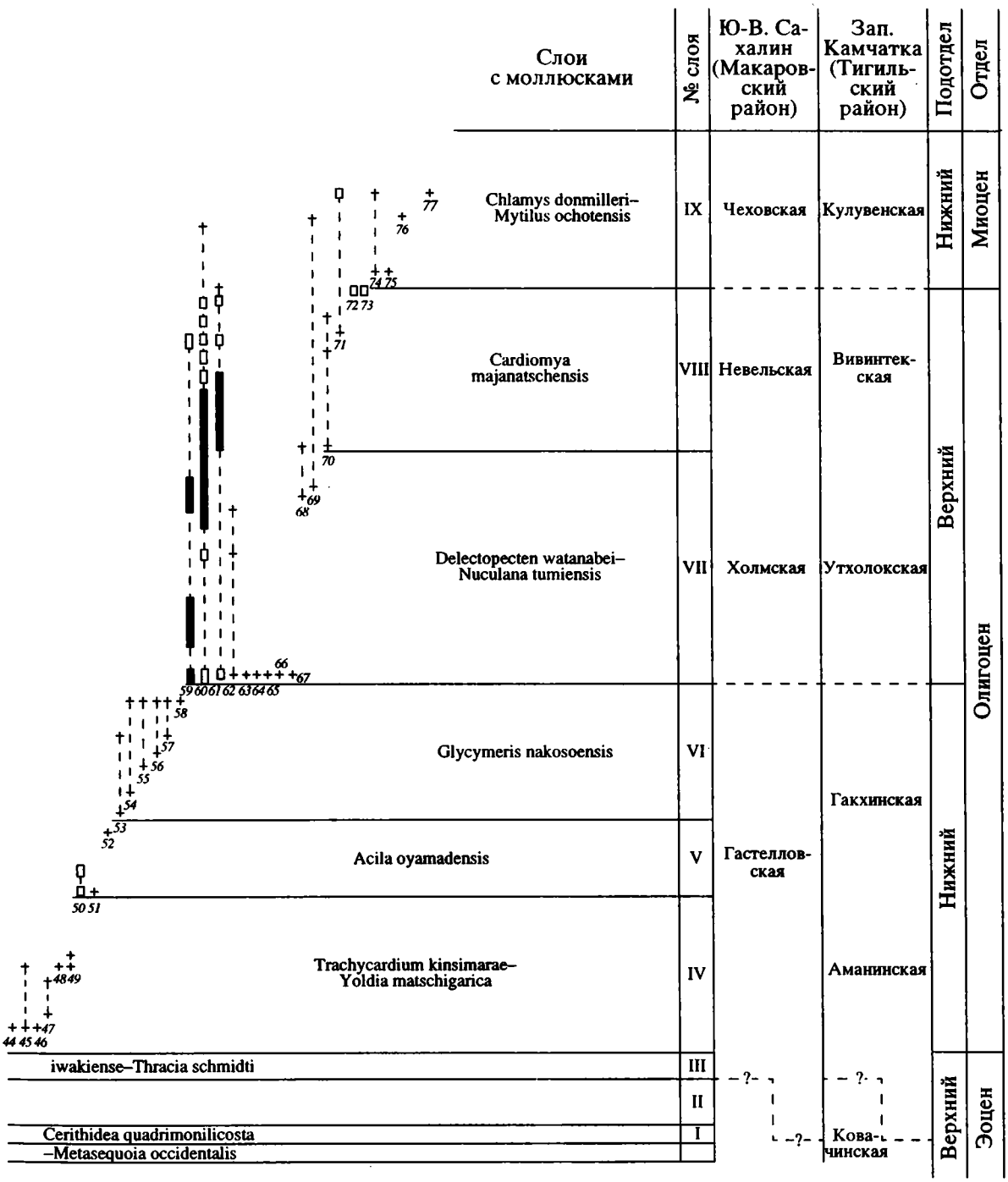


Рис. 2. Окончание. *30* – Yoidia laudabilis Yokoyama, *31* – Ciliatocardium asagaiense (Makiyama), *32* – Nuculana sp., *33* – Nucula matschigarica L. Krishtofovich, *34* – Modiolus matchgarensis (Makiyama), *35* – Ciliatocardium yamasaki (Makiyama), *36* – Mya cuneiformis (Böhm), *37* – Conchocele smekhovi (Kogan), *38* – Macoma asagaiensis Makiyama, *39* – Peroploma besshoensis (Yokoyama), *40* – Macoma simizuensis L. Krishtofovich, *41* – Portlandella nitida (Slodkewitsch), *42* – Macrocallista sp., *43* – Chlamys matchgarensis Makiyama, *44* – Lithophaga tumiensis (Lautenschläger), *45* – Malletia sp., *46* – Ainicardita napanica Popov, *47* – Ostrea sp., *48* – Ciliatocardium schmidti (Khramova), *49* – Crepidula cf. matajiroi Makiyama, *50* – Acila oyamadensis Hirayama, *51* – Nuttalia cf. uchigoensis Kamada, *52* – Keenocardium sp., *53* – Glycymeris nakosoensis Hatai and Nisiyama, *54* – Musculus sp., *55* – Cyclocardia pilvoensis Khomenko, *56* – Peronidea cf. ochii Kamada, *57* – Yoldia sp., *58* – Dentalium sp., *59* – Delectopecten watanabei (Yokoyama), *60* – Nuculana tumiensis (Lautenschläger), *61* – Nucula tumiensis L. Krishtofovich, *62* – Nuculana praerobai L. Krishtofovich, *63* – Plicifusus sp., *64* – Fulgoraria sp., *65* – Crepidula sp., *66* – Cerithidea sp., *67* – Macoma sp., *68* – Macoma optiva Yokoyama, *69* – Glycymeris wishkahensis Clark, *70* – Cardiomya majanathensis (Ilyina), *71* – Chlamys ex gr. cosibensis Yokoyama, *72* – Chlamys donmilleri MacNeil, *73* – Chlamys rikinensis Sinelnikova, *74* – Cyclocardia sp., *75* – Acila sp., *76* – Lucinoma acutilineata (Conrad), *77* – Mytilus ochotensis Slodkewitsch.

matschigarica, Trachycardium kinsimarae, Ciliatocardium matchgarense, Arca sakamizuensis, Pododesmus schmidti, Modiolus matchgarensis, Periploma besshoensis и др. В конгломератах обычно скопление остатков крупностворчатых моллюсков. В отдельных слоях преобладают отдельные виды тех или иных родов (Ciliatocardium, Papyridea, Mya). В алевролитах скоплений нет, для них характерны тонкостенные формы (палеотаксодонты), которые захоронены в конкрециях. Мощность до 55 м.

6. Сходное чередование конгломератов (0.5–1.5 м), песчаников и алевролитов (3–5 м) – циклы около 5–6 м, но среди конкреций не отмечено геннойш. Карбонатные караваеобразные конкреции до 1.5 × 3.5 м, появляются шаровые и мелкие конкреции (до яйца). Много гальки. Встречаются многочисленные Yoldia matschigarica, Papyridea matschigarica, Ciliatocardium matchgarensis, Neverita asagaiensis, Pododesmus schmidti. Мощность до 29–30 м.

Толща IV (песчано-алевролитовая, с 10–12 циклами)

7. Конгломераты, песчаники и алевролиты со скоплением моллюсков. В основании – с нижней неровной границей залегает конгломерат (0.7–1 м) с крупными карбонатными конкрециями (до 1 × × 5 м), среднегалечный, крепкий, со скоплением раковин моллюсков Modiolus matchgarensis, Papyridea matschigarica, Chlamys matchgarensis, Yoldia matschigarica, Pododesmus schmidti, Ciliatocardium asagaiense, Ciliatocardium matchgarense и др. много крупных балянусов, раковинного детрита (второй горизонт со скоплением фауны).

Выше – алевролиты (14 м), в средней части с песчаником (0.4 м), с карбонатными конкрециями (до 0.1 м) и геннойшами, с моллюсками. Сменяются песчаники (3 м) серыми рыхловатыми, с тремя прослоями плотных разностей с галькой и скоплением крупных Papyridea, Ciliatocardium, Chlamys и др. (третий горизонт со скоплением фауны). Пачка венчается алевролитами (4 м). Мощность 22 м.

8. Чередование песчаников (1.5–2 м) и алевролитов (3–4–7 м). Песчаники зеленовато-серые, среднезернистые, местами конгломератовидные с галькой, мусорные. Алевролиты ожелезненные, неслоистые. Карбонатные конкреции крупные (линзовидные до 1 × 4 м), а также более мелкие (0.1–0.3 м) шаровой и линзовидной формы. Встречены Ciliatocardium matchgarense, Mya cuneiformis, Chlamys matchgarensis, Papyridea matschigarica и др. Мощность 25–26 м.

9. Чередование тех же песчаников, иногда конгломератовидных (1–2) и алевролитов (3.5–7 м). Конкреции карбонатов (от "яблока" и 0.1–0.4 до 0.5 × 1 м) и геннойши (0.15 м). Скопление Yoldia caudata, Periploma besshoensis, Ciliatocardium matchgarense. Мощность 29–30 м.

Толща V (алевролитовая, с 20 горизонтами конкреций)

10. Алевролиты (4.5–8 м) с горизонтами карбонатных конкреций (от "яблока" и 0.1–0.2 до 0.4–0.5–0.7 м) шаровой и караваевидной формы. Внутри конкреций иногда встречается галька. Имеются отдельные крупные конкреции (2.5 × × 3 м). Характерны геннойши (часто внутри конкреций). В скоплениях отмечены Macoma simizuensis, Periploma besshoensis, Yoldia caudata, Modiolus matchgarensis. Мощность 46–47 м.

11. Алевролиты (3–10 м) с горизонтами конкреций в виде линз (0.5 до 1 м × 1–3 м). Есть отдельные мелкие и крупные (до 0.4–0.7 м) конкреции и геннойши, отмечается галька. Внутри конкреций – обломки гранитов. В скоплениях найдены Periploma besshoensis, Portlandella nitida. Мощность 39 м.

12. Алевролиты (4–9 м) с шаровыми и караваеобразными конкрециями (0.1–0.5 м до 0.7 м), геннойшами, линзами (0.1–0.4 × 0.4–2.5 м) и мелкими стяжениями карбонатов. Обломки гранитов и галька. Многочислены остатки Macoma simizuensis, Periploma besshoensis, Conchocele smekhovi, Modiolus matchgarensis. Мощность 44–45 м.

Толща VI (алевролитовая)

13. Алевролиты (2–5 м), в отличие от нижних, со слоистыми крепкими разностями (2 м), с белесой щебенкой. Конкреции от "яблока" до караваев (0.1 до 0.5–0.7 м). Много геннойш. Вверху пласт карбоната (0.2–0.3 м). Встречены в скоплениях Macoma simizuensis, Periploma besshoensis, Conchocele smekhovi. Мощность 39–40 м.

Общая мощность мачигарской свиты 415 м.

Тумская свита выделена (в данном разрезе) И.И. Ратновским в 1952 г. (название впервые предложено Е.М. Смеховым в 1936 г.). Нижняя граница согласная.

Толща VII (опоко-алевролитовая, слоистая)

14. Коричнево-бурая слоистая пачка. В основании – крупные карбонатные конкреции (1 × 2 м), крепкие, сливные, звенящие. Выше чередование мягких глинистых алевролитов (1–5 см) и светло-серых плотных, звенящих опок и туфоалевролитов (0.1–0.3 м) с крупнокусковой отдельностью. Опоки отличаются фарфоровидным обликом при выветривании, с растительным детритом, песчаными гнездами, редкими линзами (0.2 м) конгломератов (в нижней части), глыбами гальки и гранитоидов (0.7 × 1.5 м), часто в карбонатной ру-

башке с остатками раковин, отдельными конкрециями (0.2 × 0.7 м) и геннойшами (до 0.6–0.3–0.4 м). В большом количестве встречены Delectopecten watanabei, Nuculana tumiensis, Periploma besshoensis Neverita asagaiensis и др. Также встречены зубы акул. Мощность 33–35 м.

15. В основании (0.7 м) карбонатный песчаник с галькой. Чередование твердых туфоалевролитов (0.1–0.2 м) и глин, возможно измененных пеплов (1–5 см) с ярозитом. Характерны три горизонта крупных карбонатных конкреций (0.52–1.0 × 1–3 м), очень крепких, с интервалами 3–5–10 м. Внутри конкреций галька и растительный детрит, большие (0.3 м) геннойши. Найдены Delectopecten watanabei, Periploma besshoensis, Macoma simizuensis и др. Отмечены ходы червей. Мощность 34–39 м.

16. То же чередование, но без гигантских конкреций. Мелкие конкреции (до 0.3–0.5 м), местами с гранитными валунчиками внутри. Породы тонкомикрослоистые, местами песчанистые, с галькой, туфогенные, впервые отмечаются фарфоровидностью при высыхании, звенящие, белесые, с ярозитом. Много гальки и тонкого растительного детрита. Твердые пласты (до 0.3–0.52 м) массивных пород, линзы редких конкреций (0.4 × 2 м) сливного кремового карбоната. Мощность 37 м.

17. Те же породы с голубоватыми плохослоистыми плотными туфогенными разностями с крупноглыбовой отдельностью, а также витро-литокластическими туфами – крепкими и рыхлыми (0.1 м), иногда с пемзой. Конкреции (0.3–0.7–1 × 2 м) в горизонтах. Глыбы гранитов и базальтов. Сросшиеся геннойши (0.2 м) в скоплениях по слоям. Некоторая загипсованность. Много Macoma simizuensis, Nuculana tumiensis. Мощность 42 м.

18. Чередование голубоватых туфоалевролитов и опок с глинистыми тонкими прослоями. Горизонты карбонатных конкреций (0.3–0.6 до 1–1.5 м). Тонкий туфогенный материал в тонких линзочках, много ярозита. Прослои и линзы песчанистого материала, геннойши, валуны гранитов и базальтов, часто в карбонатной рубашке, галька. Скопление образуют Nuculana tumiensis, Macoma simizuensis, Conchocele smekhovi, Delectopecten watanabai. Мощность 60–65 м.

Толща VIII (опоковая)

19. В устье р. Упьеф опоки светло-серые, голубоватые, обычно массивные, реже слоистые, крепкие, тонкообломочные, однородные, с прослоями туфов (0.1 м) и глин (5 см через 0.5 м), вероятно развитых по туфам. Глыбы гранитов (1.5 м) с карбонатным покрытием, геннойши, карбонатные конкреции (0.5 м в средней части до 2 × 4 м). Одна гигантская конкреция 4 × 5 м (из девяти-десяти сфер). В ядре конкреций часто обломки вулканитов (до 0.5 м) или раковины моллюсков. Отмечены скопления тонкостенной фауны Nuculana tumiensis, Nucula tumiensis, Macoma simizuensis, Conchocele smekhovi. Мощность 66 м.

20. Те же опоки с туфами рыхлыми, псаммитовыми и обводненными прослоями глин (до 0.1 через 0.5–1.5 м), геннойшами, шаровыми конкрециями (0.2–0.5 м), гнездами песка, отдельной галькой и обломками гранитов. Цвет пород меняется на желтоватый. Внизу – кристаллы гипса (до 5–7 см) в туфах. Вверху – большое количество ярозита и линза карбонатов (1 × 2.5 м). Глыбы экзотических пород с карбонатной рубашкой (до 4 м) с остатками моллюсков (Pododesmus schmidti, Modiolus matchgarensis и др.). Много Macoma simizuensis, Periploma besshoensis, Nuculana tumiensis, Conchocele smekhovi. Присутствует чешуя рыб. Мощность 40 м.

Толща IX (выбеливающиеся опоки)

21. Опоки выбеливающиеся, кремнистые, крепкие, с раковистым изломом, однородные, при выветривании прилипают к языку, делаются фарфоровидными. Прослои рыхлых туфов (0.1 м) и глин по туфам (через 0.5–1.5 м). Редкие прослои с конкрециями (0.2–0.3 м). В нижней части карбонатное линзовидное тело (1 × 5 м). Растительный детрит, галька, песчанистость. Много ярозита. По выветрелым обломкам пород развиваются ржаво-желтые следы ожелезнения, кольца Лизеганга. Найдены многочисленные Nuculana tumiensis, Periploma besshoensis, Macoma simizuensis. Реже встречаются Chlamys donmilleri, Chlamys rikinensis и др. Мощность 41 м.

Пачка иногда с "зебристой" слоистостью – чередованием светлых и желтовато-коричневых (обохренных) пород.

22. Опоки серые, плотные хорошо слоистые, часто фарфоровидные, кремнистые, с прослоями (0.2–0.3 м) глинистых разностей, менее плотных и глин (через 0.3–1 м). Внизу и вверху прослои рыхлого туфа (0.1–0.3 м) с замещением монтмориллонитовой глиной. Типична ярозитизация. В значительной части пачка имеет "зебристый" облик (чередование 0.2–0.3 м) более темных микрослоистых и светлых, иногда ожелезненных опок. Мощность 33 м.

Толща X (алевролитовая)

23. Алевролиты серые, голубоватые, мягкие, внешне неяснослоистые, но с тонкой слоистой текстурой. В нижней и средней частях с прослоями (0.1–0.2 м) туфов. Линзочки псаммитового и псефитового туфового материала, редкая галечка, много растительного детрита, чешуя рыб, следы фукоидов. Вверху редкие крепкие желтые конкреции (до 0.5 м), возможно окремненные.

Найдены редкие Macoma simizuensis, Nuculana tumiensis, Glycymeris wishkahensis, Modiolus matchgarensis, Lucinoma acutilineata. Мощность 30–32 м.

Толща XI (опоко-алевролитовая)

24. Туфоалевролиты, серые, неяснослоистые, с крупной щебенкой, с прослоями (0.1–0.2 м) кремнистых опок, более крепких в чередовании с тонкими глинами, конкреционными линзами и слоями (0.2–0.3 м) кремнистых разностей. В нижней и средней частях много прослоев туфа (по 0.1–0.2 м через 1.5 м). Опоки преобладают в верхней половине – хорошо слоистые (0.1 м), с чередованием темных и светлых разностей ("зеброидные"). Много мелкого мусковита. Характерна микрослоистость. Редкая галечка, тонкий растительный детрит. Найдены редкие остатки моллюсков Conchocele smekhovi, Macoma simizuensis, Chlamys ex gr. cosibensis, Mytilus ochotensis. Мощность 38 м.

25. Те же породы хорошо слоистые, в светлых, темных и рыжих тонах, крепкие, иногда фарфоровидные, с отдельными конкрециями (0.4 × 0.7 м), прослоями (0.1 м) рыхлого пеплового туфа. Характерны крупнокусковая отдельность, кольца Лизеганга, местами зебристый облик пород, ярозит (в прослоях до 0.1 м). В верхней части преобладают алевролиты серые, мягкие, неяснослоистые, туфогенные с тремя прослоями (0.3–05 м) массивных фарфоровидных ярко желтых опок. Мощность 25 м.

Общая мощность тумской свиты около 480–490 м.

Стратиграфически выше залегает палеонтологически немая толща, относимая условно к пильской свите. Она представлена неяснослоистыми глинистыми породами серого и кофейного цвета, с прослоями более твердых алевролитов. Породы имеют часто брекчированный облик (осадочная брекчия) и состоят из обломков (3–10 см) алевролитов, приуроченных к отдельным слоям (0.2–0.3 м) и сцементированных серой глиной. Возможно, глины частично развиваются по туфам. За озером Мончигар они сменяются (видимо, по разлому) туфодиатомитами диатомовой (маямрафской) свиты.

НИЖНЕЕ ТЕЧЕНИЕ РЕКИ ВОДОПАДНОЙ (НАЧАЛО ПИЛЬСКОГО РАЗРЕЗА)

По р. Водопадной вскрываются аналоги двух свит мачигарского (северного) разреза – мачигарской и тумской. Первая представлена, судя по отдельным обнажениям, песчано-конгломератовыми породами, с карбонатными конкрециями, валунами и галькой, линзочками угля с моллюсками Yoldia matschigarica, Liocyma furtiva, Chlamys matchgarensis и др. Ее мощность, видимо, до нескольких сотен метров. Над ней стратиграфически выше залегает толща вулканических пород – темно-серые, зеленоватые агломератовые лавобрекчии трахибазальтов с обломками миндалекаменных разностей и иногда светлых окремненных осадочных пород (мощность, видимо, до нескольких десятков метров). В вулканитах отмечаются линзовидные тела (5 × 30 см) осадочных слоистых пород. Нижний контакт этой толщи неясен. На ней залегают породы, относимые к тумской свите. В основании они представлены конгломератами (0.3–0.6 до 1 м) – серыми, среднегалечными, с преобладанием галек базальтов, местами с угловатыми обломками. В нижней части галька. В целом конгломераты залегают согласно, хотя и с размывом. В верх по разрезу они сменяются песчаниками (2.5 м) зеленовато-серыми, мелкозернистыми, неслоистыми, с многочисленной галькой хорошей окатанности. Выше располагаются алевролиты (5 м) ожелезненные с галькой, с тонколистовой (листоватой) отдельностью, с тонкими (до 3 см) прослоями туфов. Далее залегают песчаники (до 10 м) алевритовые с галькой, которые сменяются чередованием (16 м) песчаников и алевролитов, иногда с конкрециями (до 0.2–0.4 м) и отдельными валунами, прослоями конгломератов (0.3–0.5 м) и остатками Modiolus matchgarensis, Balannus sp.

Выше расположены опоковидные кремнистые породы (10 м), серые, с поверхности коричневые, очень крепкие, звенящие при ударе, слоистые, с ярозитом. Они чередуются (0.1 м) с более светлыми желтыми разностями. Включают алевролиты и глину (2–3 см), иногда кремовые конкреционные прослои (0.5 м). Они перекрываются мусорными песчаниками и алевролитами (13 м) и слоистыми (0.2–0.5 м) кремнистыми алевролитами и аргиллитами с ярозитом (до 50–60 м).

Общая мощность тумской свиты здесь до 100–115 м.

Таким образом, в пильском разрезе мачигарская и тумская свиты представлены в несколько иных фациях и имеют другую мощность по сравнению с мачигарским разрезом. И самое главное – в этом разрезе на границе названных свит имеются вулканические породы, отсутствующие в северном разрезе.

МОЛЛЮСКИ И РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА

Анализ вертикального распространения моллюсков в пределах мачигарской и тумской свит позволил обособить 9 отличных по систематическому составу комплексов, последовательно сменяющих друг друга в разрезе (рис. 2). Это дало основание для расчленения упомянутых свит на дробные подразделения – слои с моллюсками (I–IX), отражающие этапность развития малакофаун

данного района и смену палеогеографических и эколого-фациальных условий.

При выделении слоев с моллюсками авторы придерживались методики, разработанной в Геологическом институте РАН (Гладенков, 1988). Нижняя граница слоев проводилась по появлению новых видов. Для обозначения слоев использовались видовые названия. При этом отдавалось предпочтение характерным формам, распространенным только в пределах того или иного подразделения. В тех случаях, когда комплекс моллюсков не заключал характерных форм, названия слоев устанавливались по появляющимся таксонам и доминантам. Для характеристики слоев проводились подсчеты числа появляющихся и исчезающих форм, эндемиков и космополитов, а также доминантов. Также указывались данные о возрастном распространении встреченных в слоях видов и их экологическая приуроченность.

При корреляции слоев со слоями других регионов обращалось внимание на характерные виды с широким географическим распространением, определенный порядок появления и исчезновения отдельных форм и общий состав комплексов. В случаях, когда слои не имели аналогов в соседних районах или меняли свой порядок, они объединялись в пачки, которые могут прослеживаться на значительной площади.

Ниже приводится характеристика слоев мачигарского разреза с указанием литологических пачек и толщ, в пределах которых эти слои выделены.

МАЧИГАРСКАЯ СВИТА

Слои I с Mytilus littoralis–Corbicula sitakaraensis–Cerithidea quadrimonilicosta выделены в объеме пачки 2 нижнемачигарской подсвиты. Комплекс данного подразделения относительно беден, состоит из 4 мелководных форм, 3 из которых являются характерными. Преобладают Mytilus littoralis, Corbicula sitakaraensis, Cerithidea quadrimonilocosta.

Слои II с Papyridea harrimani – Macoma sejugata (пачки 3–4). Комплекс малочисленен и состоит из 6 впервые появившихся форм. Три вида Portlandella watasei, Papyridea harrimani, Macoma sejugata переходят в вышележащие отложения. Две формы – Musculus cf. snatolensis и Acanthocardia cf. snatolensis распространены только в данных слоях.

Слои III с Nemocardium iwakiense – Thracia schmidti (нижняя часть пачки 5). Комплекс состоит из 15 видов и включает 3 характерные формы: Nemocardium iwakiense, Thracia schmidti, Clinocardium taracaicum. В данных слоях впервые появляются: Portlandella nitida, Liocyma furtiva, Modiolus matchgarensis, Yoldia caudata, Chlamys matchgarensis, Periploma besshoensis и др. Практически все перечисленные виды имеют широкое географическое распространение.

Слои IV с Trachycardium kinsimarae–Yoldia matschigarica (верхняя часть пачки 5 – средняя часть пачки 9). Комплекс моллюсков состоит из 37 форм и заключает 7 характерных видов: T. kinsimarae, Y. matschigarica, Arca sakamizuensis, Papyridea matschigarica, Colus asagaiensis, Nucula matschigarica, Ainicardita napanica. Впервые появляются 25 видов, среди них такие, как Ancistrolepis modestoedeus, Pododesmus schmidti, Turritella importuna, Neverita asagaiensis, Yoldia laudabilis, Ciliatocardium asagaiense и др. В слоях исчезают Portlandella watasei и Chlamys matchgarensis. В количественном отношении доминируют представители родов Ciliatocardium, Papyridea, Liocyma, Cyclocardia, Yoldia, Mya. В слоях 5 эндемиков и более 30 видов с широким географическим распространением.

Слои V с Acila oyamadensis (верхняя часть пачки 9 – пачка 10). Комплекс заключает 16 видов, 13 из которых переходят из подстилающих отложений. Основу комплекса составляют относительно глубоководные виды, среди которых преобладают Periploma besshoensis, Yoldia caudata, Macoma simizuensis. В слоях один эндемик. Характерный вид Acila oyamadensis.

Слои VI с Glycymeris nakosoensis (пачки 11–13). Комплекс состоит из 24 видов и заключает характерный вид Glycymeris nakosoensis. В слоях исчезают Macoma sejugata, Ciliatocardium asagaense, Mya cuneiformis, Ancistrolepis modestoideus, Ciliatocardium yamasaki. По-прежнему доминируют относительно глубоководные формы, среди которых наиболее часты Peroploma besshoensis, Macoma simizuensis, Conchocele smekhovi. Слои заключают 4 эндемика и 20 видов с широким географическим распространением.

ТУМСКАЯ СВИТА

Слои VII с Delectopecten watanabei–Nuculana tumiensis выделяются в объеме пачек 14–18 разреза тумской свиты. Комплекс состоит из 25 видов, значительная часть которых переходит из подстилающих отложений. Впервые появляются 11 видов, среди которых в массовом количестве отмечены достаточно глубоководные формы Delectopecten watanabei, Nuculana tumiensis, Nucula tumiensis, Nuculana praerobai. В слоях исчезают Cyclocardia matschigarica, Macoma asagaiensis, Turritella importuna, Neverita asagaiensis. В скоплениях встречены: Peroploma besshoensis, Conchocele smekhovi, Delectopecten watanabei, Nuculana tumiensis.

Слои VIII с Cardiomya majanatschensis (пачки 19–средняя часть пачки 21). Комплекс состоит из 15 видов, 13 из которых переходят из подстилающих отложений. Характерным видом является

Cardiomya majanatschensis. Основу комплекса, как и в слоях VII, составляют относительно глубоководные формы, среди которых доминируют Nucula tumiensis, Nuculana tumiensis, Macoma simizuensis, Peroploma besshoensis, Conchocele smekhovi. В слоях отмечено 2 эндемика и 13 форм с широким географическим распространением.

Слои IX с Chlamys donmilleri – Mytilus ochotensis. Выделяются в верхней части тумской свиты (средняя часть пачки 21 – пачка 25). Комплекс состоит из 14 форм и заключает характерные виды Chlamys donmilleri, Chlamys rikinensis, Chl. ex gr. cosibensis, Mytilus ochotensis. В слоях практически полностью исчезают формы, широко представленные в более нижних горизонтах мачигарской и тумской свит, такие как Periploma besshoensis, Modiolus matchgarensis, Nuculana tumiensis. Conchocele smekhovi и др. В количественном отношении преобладает Macoma simizuensis.

КОРРЕЛЯЦИЯ И ВОЗРАСТ

Для сравнения установленных комплексов и слоев нами использовались публикации по моллюскам палеогена Сахалина (Архипова и др., 1992), Камчатки (Атлас..., 1984; Гладенков, 1972; Гладенков и др., 1987), Корякского нагорья (Волобуева, Красный, 1979; Атлас..., 1981) и Японии (Takeda, 1953; Kamada, 1962; Honda, 1989; Oyama et al., 1960). Это позволило представить корреляцию слоев I–IX в следующем виде.

Слои I с Mytilus littoralis–Corbicula sitakaraensis–Cerithidea quadrimonilicosta по присутствию в них Corbicula sitakaraensis условно могут быть сопоставлены с отложениями верхнего эоцена–олигоцена Северной Японии (формации Иваки, Шитакара, Чакубетсу). По находкам Mytilus littoralis они сопоставляются с эоценовыми отложениями Сахалина и Камчатки (краснопольевская, такарадайская, снатольская свиты).

Слои II с Papyridea harrimani–Macoma sejugata коррелируются с отложениями верхнего эоцена–олигоцена Северной Японии (формации Исикари, Поронай, группы Урахоро, Омбетсу), Сахалина (такарадайская, аракайская, гастелловская свиты) и Западной Камчатки (ковачинская, аманинская свиты).

Слои III с Nemocardium iwakiense–Thracia schmidti и слои IV с Trachycardium kinsimarae–Yoldia matschigarica по наличию характерных форм: Nemocardium iwakiense, Mya grewingki, Trachycardium kinsimarae, Papyridea matschigarica, Colus asagaiense, Yoldia matschigarica, а также появляющимся здесь видам Yoldia laudabilis, Yoldia caudata, Portlandella nitida, Ciliatocardium asagaiense и др., сопоставимы с отложениями нижнего олигоцена Северной Японии (формации Момидзияма, Асагай, Омагари, Чаро), олигоценовыми отложениями Сахалина (аракайская, гастелловская свиты), Камчатки (аманинская, гакхинская, ратегинская, ильхатунская свиты), Корякского нагорья (ионайская и маленская свиты). С данными слоями, по-видимому, можно сопоставить отложения мачигарской свиты Пильского разреза, в которых были определены: Yoldia matschigarica, Liocyma furtiva, Thracia schmidti, Mya grewingki, Chlamys matchgarensis, Ancistrolepis modestoideus, Spisula sp., Solen sp., Clinocardium, sp. Macrocallista sp.

Слои V с Acila oyamadensis и VI с Glycymeris nakosoensis заключают характерные виды, позволяющие их сопоставлять с формацией Асагай каменноугольного месторождения Джобан Северной Японии. Тесная преемственность комплексов моллюсков данных слоев с подстилающими (слои III–IV) и присутствие в них таких форм, как Portlandella nitida, Yoldia caudata, Yoldia laudabilis, Modiolus matchgarensis, Pododesmus schmidti и др. позволяет сопоставить данные отложения с указанными выше олигоценовыми образованиями Северной Японии, Сахалина, Камчатки.

Слои VII и VIII, выделяемые в нижней и средней частях тумской свиты, наряду с проходящими из подстилающих отложений формами Modiolus matchgarensis, Turritella importuna, Yoldia laudabilis, Portlandella nitida, Peroploma besshoensis, Conchocele smekhovi, Macoma simizuensis заключают характерные формы: Delectopecten watanabei и Cardiomya majanatschensis. Это позволяет сопоставить их с отложениями холмской и низов невельской свит Сахалина (Макаровский район), утхолокско-вивентекским горизонтом Западной Камчатки и поэтому рассматривать их возраст в пределах олигоцена.

Слои IX Chlamys donmilleri–Mytilus ochotensis, выделяемые в верхней части тумской свиты, заключают характерные виды Chlamys donmilleri, Chlamys ex gr. cosibensis, Chl. rikinensis, Mytilus ochotensis. Они известны из нижнемиоценовых отложений Сахалина (чеховская свита, верхняя подсвита борской свиты) и Камчатки (кулувенская свита). Это заставляет отнести данные слои к нижнему миоцену.

В магичарских и тумских комплексах отмечаются эоценовые, эоцен-олигоценовые, олигоценовые, олигоцен-миоценовые и миоценовые виды. Выделение в разрезе 9-ти слоев с фауной позволяет поэтапно проследить последовательную смену возрастных группировок моллюсков (рис. 3). Так в нижней части разреза (слои I мачигарской свиты) практически 100% комплекса составляют формы, известные из эоценовых и эоцен-олигоценовых отложений сопредельных регионов. В слоях II развиты эоцен-олигоценовые виды. Начиная со слоев III и вплоть до слоев IV (включительно) доминируют олигоценовые формы (63–75%) при определенном участии эоцен-олигоценовых видов (25–8%) и

олигоцен-миоценовых форм (12–17%). В слоях VII–VIII появляются первые миоценовые виды (13–16% от общего состава комплекса). Однако ядро комплекса в этих подразделениях составляют олигоценовые (43–47%) и эоцен-олигоценовые (25–20%) формы, составляющие в сумме более 50%. Количество олигоцен-миоценовых моллюсков в слоях VII–VIII ограничено (16–20%). Заметное изменение возрастной структуры комплекса можно наблюдать в слоях IX, где миоценовые формы (36%) в совокупности с олигоцен-миоценовыми видами (18%) начинают доминировать над эоцен-олигоценовыми (18%) и олигоценовыми (27%) формами. Количественная оценка стратиграфической структуры комплексов моллюсков в добавлении к данным, полученным при корреляции, позволяет подтвердить целесообразность отнесения слоев I–II к верхнему эоцену и эоцен-олигоцену, III–VIII – олигоцену, IX – нижнему миоцену.

Сравнение данных, полученных в ходе изучения моллюсков, с данными по другим группам (фораминиферы, споры и пыльца) обнаруживает значительное сходство при корреляции описанных выше толщ. Ранее (Жидкова и др., 1981) в пределах мачигарского разреза по фораминиферам были выделены: слои с Trochammina matschigarica, Miliammina sp. (угленосная часть разреза); зона Haplophragmoides laminatus, Pseudoelphidiella subcarinata (мачигарская свита) и зона Haplophragmoiges carinatus, Porosorotalia tumiensis, Cyclammina pacifica, Islandiella curvicamerata (тумская свита). Причем в каждой из этих зон были намечены слои с фораминиферами (слои с Perfectononion praeincertus, Cribroelphidium sumitomoi и слои с Reophax tappuensis в нижней зоне, слои с Rhabdammina aspera, Haplophragmoides subimpressus в верхней зоне). Анализ комплексов фораминифер позволил сопоставить угленосные слои мачигарского разреза с эоценовыми отложениями Калифорнии, Южного Сахалина и Камчатки; мачигарскую свиту – с эоцен-олигоценовыми отложениями Сахалина (такарадайская, аракайская свиты) и Западной Камчатки (аманинская, гакхинская, утхолокская, вивентекская свиты); тумскую свиту – с олигоцен-раннемиоценовыми толщами Сахалина (холмская и невельская свиты). Слои и зоны данного разреза отвечают (мачигарско-холмскому) этапу развития кайнозойских фораминифер Сахалина (Волошинов и др., 1970), характеризовавшемуся относительно однообразным (однотипным) составом. Большая часть видов не поднимается в вышележащие отложения. Своеобразие данного этапа заключается в сочетании палеогеновых видов и появляющихся миоценовых форм.

По спорам и пыльце в пределах мачигарской и тумской свит (без верхней части) был установлен Центрально-Тамлевский спорово-пыльцевой комплекс, позволяющий сопоставлять эти отложения

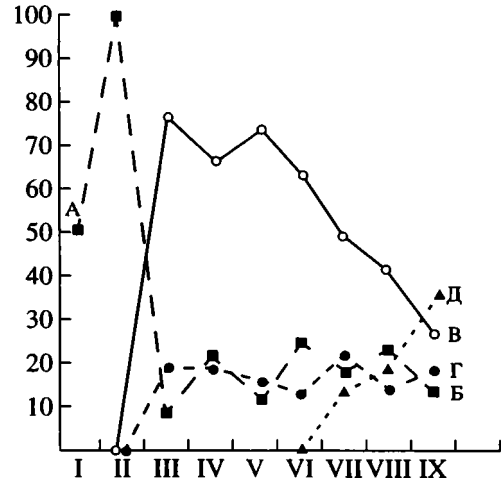


Рис. 3. Возрастные группировки комплексов моллюсков (в процентах) в слоях I–IX: А – эоценовые виды, Б – эоцен-олигоценовые виды, В – олигоцевые виды, Г – олигоцен-миоценовые виды, Д – миоценовые виды.

с гастелловской, холмской и нижней частью невельской свиты Юго-Восточного Сахалина, аманинской, гакхинской, утхолокской, вивентекской свитами Западной Камчатки, ильхатунваямской свитой Северо-Восточной Камчатки (о-в Карагинский) (Архипова и др., 1992). В верхней части тумской свиты, а также в нижней части пильской свиты в пильском разрезе выделен Березовский спорово-пыльцевой комплекс, позволяющий параллелизовать эти отложения с нижнемиоценовыми толщами: кулувенской свитой Западной Камчатки, свитой песчаников с Laternula Северо-Восточной Камчатки, уйнинской и верхней частью невельской свиты Восточного Сахалина.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ, ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Анализ комплексов слоев с моллюсками показывает, что в мачигарском разрезе наблюдается постепенный переход от лагунно-континентальных солоноватоводных ассоциаций к мелководноморским и от них к относительно глубоководным, по-видимому, уже внешельфовым ассоциациям.

В нижней части разреза в слоях I развита ассоциация Mytilus–Corbicula–Cerithidea, указывающая на литоральные–верхнесублиторальные солоноватоводные условия с жестким субстратом.

Выше, в слоях II (их глинистая часть), получают распространение тонкораковинные формы – ассоциация Musculus–Acanthocardia–Portlandella–Macoma, по-видимому, сформировавшаяся в затишных лагунных обстановках с нормальной морской соленостью.

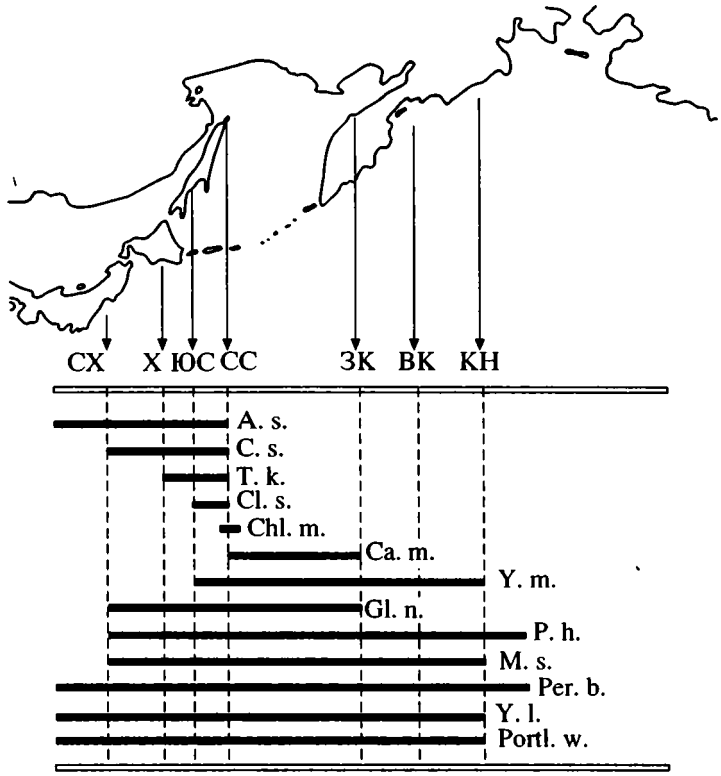


Рис. 4. Ареалы характерных и доминирующих видов моллюсков мачигарско-тумских отложений в пределах обрамления Северо-Западной Пацифики (A. s. – Arca sakamizuensis, C. s. – Corbicula sitakaraensis, T. k. – Trachycardium kinsimarae, Cl. s. – Ciliatocardium schmidti, Chl. m. – Chlamys matchgarensis, Ca. m. – Cardiomya majanatschensis, Y. m. – Yoldia matschigarica, Gl. n. – Glycymeris nakosoensis, P. h. – Papyridea harrimani, M. s. – Macoma sejugata, Per. b. – Periploma besshoensis, Y. l. – Yoldia laudabilis, Portl. w. – Portlandella watasei.

СХ – Северный Хонсю, Х – Хоккайдо, ЮС – Южный Сахалин, СС – Северный Сахалин, ЗК – Западная Камчатка, ВК – Восточная Камчатка, КН – Корякское нагорье.

В слоях III–IV развиты ассоциации Mya–Nemocardium и Papyridea–Liocyma–Ciliatocardium, свидетельствующие о верхнесублиторальных условиях. Наличие в данных толщах, наряду с целыми раковинами, значительного числа разрозненных и обломанных створок позволяет предполагать достаточно активный гидродинамический режим придонных вод.

В слоях V и VI доминируют относительно глубоководные формы – ассоциация Periploma–Macoma–Conchocele–Portlandella–Yoldia, по-видимому, сформировавшаяся в нижней сублиторали. Присутствие в этих отложениях единичных относительно мелководных форм – Glycymeris, Peronidea, Musculus в виде отдельных, иногда обломанных створок, вероятно, свидетельствует о посмертном их переносе в более нижние горизонты сублиторали.

Значительный интерес представляет ассоциация моллюсков, распространенная в слоях VII–VIII. Здесь доминируют Delectopecten–Nuculana–Nucula при значительном участии Conchocele, Periploma, Macoma и Portlandella. Наличие видов-доминантов, образующих часто большие скопления, позволяет предполагать значительные глубины палеобассейна, выходящие за пределы 200-метровой отметки шельфовой зоны. Одновременно с этим присутствие, наряду с глубоководными формами, относительно мелководных шельфовых родов – Ciliatocardium, Modiolus, Pododesmus, Glycymeris и др. в виде обломанных раковин и фрагментов со следами явного переноса показывает, что данные ассоциации, по-видимому, могли формироваться в условиях континентального склона.

В самых верхних слоях IX тумской свиты количество относительно-глубоководных форм заметно сокращается и получает распространение ассоциация Macoma–Nuculana. Причем появление в данных слоях значительного числа ядер и отпечатков Chlamys, по-видимому, свидетельствует о начавшемся постепенном обмелении палеобассейна.

В общем составе комплекса моллюсков мачигарской и тумской свит присутствуют как относительно холоднолюбивые формы, так и роды, ареалы которых в настоящее время расположены значительно южнее северных районов Сахалина.

Данные по современному широтному распространению форм, отмеченных в олигоценовых отложениях п-ва Шмидта, показывают, что из 44 встреченных здесь родов, 13 обитают ныне в более южных широтах (Северная Япония, Приморье, Южный Сахалин до широты м. Терпения). Это обстоятельство позволяет, в целом, оценить морской климат олигоцена, как существенно более теплый, чем современный. Вместе с тем, послойный анализ фаун в изученном разрезе показывает, что вертикальное распространение теплолюбивых форм носит дискретный характер. Так к "относительно теплым" интервалам, маркируемым появлением теплолюбивых родов, могут быть отнесены слои I, III, IV, VI, VIII, IX, а к более "холодным", соответственно, II, V, VII. Является ли это прямым отражением палеоклиматических изменений или связано с изменением глубин палеобассейна, опираясь на бентосные группы фаун, однозначно оценить трудно. Привлечение данных по споре и пыльце (Жидкова и др., 1981; Архипова и др., 1992) показывает, что мачигарское и большая часть тумского времени характеризовались достаточно стабильным климатом. Для всего этого интервала выделяется единый Центрально-Тамлевский спорово-пыльцевой комплекс. Существенный рубеж в изменении растительности отмечается лишь в верхней части тумской свиты, где выделяется более теплый Березовский спорово-пыльцевой комплекс. По нашим оценкам этот интервал соответствует слоям IX с Chlamys donmilleri–Mytilus ochotensis.

Из анализа географического распространения моллюсков, отмеченных в мачигарской и тумской свитах, следует, что в их составе участвуют виды разных ареалов (рис. 4): северояпонско-сахалинские (виды, известные из олигоцена Северной Японии и Сахалина), сахалинские (эндемики, о. Сахалин), сахалинско-западнокамчатские (виды, известные из олигоценовых отложений Сахалина и Западной Камчатки), северояпонско-сахалино-западнокамчатские (виды, известные из олигоцена Северной Японии, Сахалина и Западной Камчатки). Значительная часть описанных комплексов представлена видами с более широким ареалом – от Северной Японии и Сахалина до Северо-Восточной Камчатки и Чукотки (их можно относить к северотихоокеанским видам). Определение типов ареалов позволяет количественно охарактеризовать биогеографическую структуру комплексов моллюсков мачигарской и тумской свит следующим образом. В общем составе мачигарской свиты принимают участие виды: северояпонско-сахалинские – 24%, сахалинские эндемики – 14%, северояпонско-сахалино-западнокамчатские – 2% и северотихоокеанские – 60%. В составе тумской свиты отмечаются виды: северояпонско-сахалинские – 13%, сахалинские эндемики – 9%, сахалинско-западнокамчатские – 9%, северояпонско-сахалино-западнокамчатские – 13%, северотихоокеанские – 56%. Из данного анализа видно, что число видов с широким ареалом как в мачигарское, так и в тумское время преобладало над остальными формами. Это указывает на устойчивые связи окраинных морских бассейнов Северо-Западной Пацифики от Японии до Чукотки в олигоцене.

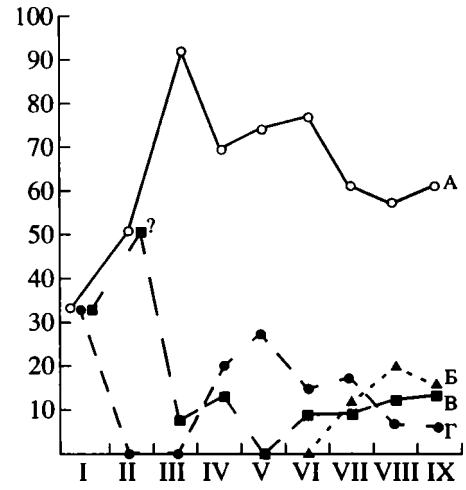


Рис. 5. Изменение биогеографических характеристик комплексов моллюсков (в процентах) в слоях I–IX: А – северо-тихоокеанские виды, Б – сахалино-западнокамчатские и северояпонско-сахалино-западнокамчатские виды, В – сахалинские виды, Г – северояпонско-сахалинские виды.

С другой стороны, наличие видов с разными ареалами, сменяющих друг друга в меридиональном направлении, по-видимому, предполагает существование определенной климатической дифференциации в пределах Северо-Западной Пацифики и допускает существование здесь форм с отличной термопатией.

Из рассмотренных материалов следует, что значительный процент видов с широким ареалом (>50%) появляется в мачигарской свите (и продолжается до конца тумской) лишь с III слоя, отвечающего наступлению нормально-морских условий в регионе. Ниже по разрезу (слои I и II) количество форм с широким ареалом (северо-тихоокеанских) гораздо меньше. При этом весьма значительным представляется процент эндемичных сахалинских видов (33% и более) (рис. 5). Это позволяет говорить об определенной изоляции и эндемизме фаун в мелководно-лагунных бассейнах конца эоцена–начала олигоцена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное изучение моллюсков из палеоген-неогеновых отложений п-ва Шмидта Северного

Сахалина (мачигарская и тумская свиты) позволило в них выделить 9 подразделений – слоев с моллюсками, для которых проведена корреляция с соседними районами Северной Японии, Сахалина, Камчатки и Чукотки. Эта корреляция сделала возможным обособление в разрезе п-ва Шмидта верхнего эоцена (нижняя угленосная часть мачигарской свиты), олигоцена (мачигарская и тумская свиты (без самой верхней части) и нижнего миоцена (верхняя часть тумской свиты).

Палеоэкологический анализ ассоциаций моллюсков позволил проследить в разрезе последовательный переход от лагунно-континентальных отложений (основание мачигарской свиты) к нормально-морским, шельфовым отложениям (мачигарская свита) и от них к более глубоководным, по-видимому, склоновым осадкам (тумская свита).

Изучение палеоклиматических изменений в целом характеризует морской климат олигоцена Северного Сахалина, как более теплый по сравнению с современным. С учетом данных по споре и пыльце наиболее теплый интервал в мачигарском разрезе устанавливается в верхней части тумской свиты (ранний миоцен).

Анализ палеобиогеографических данных указывает на наличие устойчивых морских связей окраинных морей всей Северо-Западной Пацифики в олигоцене и раннем миоцене.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Проекты № 95-05-14997а, 96-05-64703.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архипова А.Д., Брутман Н.Я., Жидкова Л.С. и др. Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез). С.-Петербург: ВНИГРИ, 1992. 357 с.

Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 335 с.

Атлас фауны палеогена и неогена Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1981. 218 с.

Вассоевич Н.Б. О сопоставлении неогеновых отложений Охинско-Эхабинского нефтеносного района и п-ва Шмидма. Л.: Недра, 1961. С. 25–62.

Волобуева В.И., Красный Л.Л. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 82 с.

Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1970. 303 с.

Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 243 с.

Гладенков Ю.Б. Иолдии неогена Северного Сахалина // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 6. С. 1321–1327.

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

Гладенкова Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1988. 210 с.

Гречин В.И. Миоценовые отложения Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 138 с.

Жидкова Л.С., Архипова А.Д., Брутман Н.Я. и др. Биостратиграфическое расчленение верхнепалеогеновых и неогеновых отложений шмидтовского разреза (о. Сахалин) // Кайнозой Дальнего Востока СССР. Л.: Недра, 1981. С. 22–34.

Криштофович Л.В. Моллюски третичных отложений Сахалина. Л.: Недра, 1964. 229 с.

Орешкина Т.В., Витухин Д.И. Стратиграфия Северного Сахалина по диатомеям и радиоляриям // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Вып. 3. С. 86–97.

Ратновский И.И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. Л.: Недра, 1960. 104 с.

Хоменко И.П. Новые данные по стратиграфии третичных пластов Восточного Сахалина. Стратиграфия третичных слоев юго-западного побережья полуострова Шмидта (Сев. Сахалин). Ленинград–Москва–Новосибирск: Гос. науч.-техн. горн.-геол.-нефт. изд-во, 1934. 86 с.

Хоменко И.П. Стратиграфия третичных отложений полуострова Шмидта (Сев. Сахалин). Л.: Главн. ред. горно-топливн. и геолого-развед. литературы, 1938. 79 с.

Honda Y. Paleogene Molluscan Faunas from the Kushiro coal-field Hokkaido // Tohoku Univ. Sci. Rep., 2 nd ser. (Geol.). 1989. V. 60. № 1. 137 p.

Kamada J. Tertiary marine mollusca from the Joban coal-field, Japan // Palaeontol. Soc. Jap. Spec. Pap. 1962. № 8. 187 p.

Oyama K., Muzuno A., Sakamoto T. Illustrated Handbook of Japanise Paleogene Molluscs // Geol. Surv. of Japan. 1960. 244 p.

Takeda H. The Poronai Formatoin (Oligocene Tertiary) of Hokkaido and South Sakhalin and its fossil fauna // Geol. Sect. Hokkaido Assoc. Coal. Min. Techn. Studies Coal. Geol. 1953. № 3. 103 p.

Рецензент Л.А. Невесская

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1998, том 6, № 3, с. 87–96

УДК 550.93:551.796(470.2)

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ГОЛОЦЕНЕ

© 1998 г. К. В. Кременецкий*, Н. Г. Патык-Кара**, С. В. Горячкин*

*Институт географии РАН, 109017 Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

**Институт геологии рудных месторождений РАН, 109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

Поступила в редакцию 23.05.96 г., получена после доработки 10.08.96 г.

Изучены разрезы донных отложений озер на юго-востоке Кольского полуострова и самого северного торфяника в Европейской России на Рыбачьем полуострове. Детальное радиоуглеродное датирование и палинологический анализ позволили установить хроно- и климатостратиграфию этого района в голоцене и провести корреляцию с северной Скандинавией. Осадконакопление в озерах началось 11000–10000 лет назад. Сосна распространилась по Кольскому полуострову между 9000 и 7000 лет назад. Торфонакопление на Кольском полуострове началось около 8000–7500 лет назад. Березовая лесотундра 6000–5000/4500 лет назад распространилась до побережья Баренцева моря. При ухудшении климата после 4500 лет назад северная граница леса отступила на юг. Площадь сосновых лесов на юго-востоке Кольского полуострова сократилась, площадь болот возросла. Вдоль побережья Баренцева моря сформировался пояс тундры. Около 3500 лет назад ель достигла северной границы распространения на Кольском полуострове. За последние 2500–2000 лет сформировалась современная структура растительного покрова.

Ключевые слова. **Кольский полуостров, голоцен, радиоуглеродное датирование, палинология, хроностратиграфия.**

Изучение голоценовых отложений Кольского полуострова началось в 30-е годы (Порецкий и др., 1934). Однако до настоящего времени невелико количество детально датированных спорово-пыльцевых диаграмм с территории Кольского полуострова (Лебедева, 1977; Елина, Лебедева, 1982; Ващалова, Климанов, 1987; Елина и др., 1995). Изучение трех детально датированных разрезов озер и болот Кольского полуострова (рис. 1) позволяет установить точную временную последовательность эволюции ландшафтов Кольского полуострова на протяжении большей части голоцена, а также провести корреляцию с северной Финляндией, Швецией и Норвегией. В работе использованы некалиброванные радиоуглеродные датировки, рассчитанные по периоду полураспада ^{14}C, равному 5568 лет.

ТОРФЯНИК НА ПОЛУОСТРОВЕ РЫБАЧИЙ (69°38′ с.ш., 32°22′ в.д.)

Летом 1990 г. при работах на полуострове Рыбачьем С.В. Горячкиным и А.Е. Черкинским был изучен разрез верхового болота. Болото находится к северу от губы Эйна в небольшом понижении рельефа на высоте около 60 м над уровнем моря. Это самый северный датированный торфяник в Европейской России. Радиоуглеродное датирование морских раковин с поверхности морских террас на полуострове Рыбачьем показало, что на протяжении голоцена место расположения торфяника находилось выше уровня моря (Кошечкин и др., 1976).

Перешеек полуострова Средний связывает полуостров Рыбачий с Кольским полуостровом. Коренные породы полуострова Рыбачий представлены позднепротерозойскими конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами (Атлас..., 1971). Четвертичные осадки представлены комплексом ледниковых отложений последнего оледенения. Полуостров Рыбачий занят лишайниково-кустарничковыми и кустарничково-лишайниковыми тундрами. На южном побережье полуострова в долинах небольших рек известны местонахождения березы извилистой. Березовые криволесья встречаются и на противоположном, материковом, берегу Мотовского залива, отделяющего полуостров Рыбачий от Кольского полуострова, примерно в 25 км к югу от места расположения болота.

Мощность торфяника составляет 110 см. Радиоуглеродные датировки получены в Радиометрической лаборатории ИГ РАН (табл. 1). Датировки образуют хорошую последовательность, кроме омоложенной даты ИГРАН-1590, которая не принималась во внимание при интерпретации результатов исследования. Судя по датировкам, торфонакопление началось около 7500 лет назад.

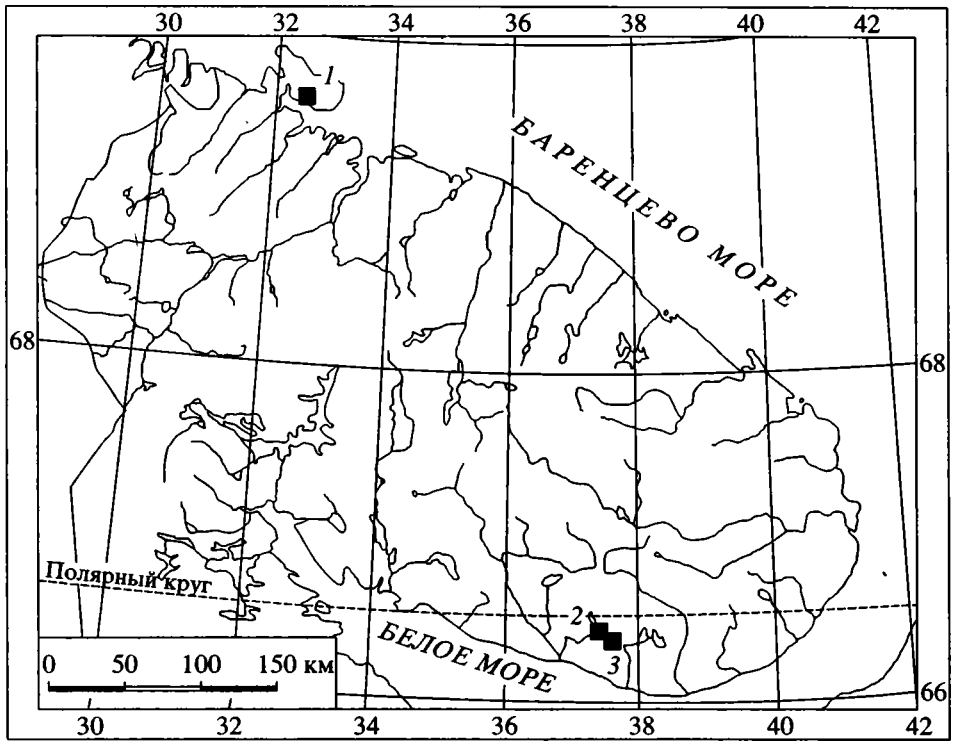


Рис. 1. Расположение разрезов, рассмотренных в тексте.
1 – Рыбачий 69°38′ с.ш., 32°22′ в.д.; *2* – оз. Бабозеро 66°22′–34′ с.ш., 37°18′–34′ в.д.; *3* – оз. Круглое 66°22′ с.ш., 37°35′ в.д.

Спорово-пыльцевой анализ образцов торфа проведен К.В. Кременецким. Ботанический состав торфа определен О.Н. Успенской.

Разрез торфяника имеет следующее строение:

0–10 см – сфагновый мочажинный верховой торф Sphagnum Lindbergii Schimp., S. nemoreum Scop. с участием гипновых мхов (Drepanocladus fluitans Warnst. и осок Carex magellanica Lam.

10–20 см – древесно-сфагновый переходный торф Sphagnum Lindbegii Schimp., с корой и древесиной березы, с участием гипновых мхов Drepanocladus sp., осок Carex sp., C. magellanica Lam.

20–50 см – немореум сфагновый верховой торф Sphagnum nemoreum Scop. с участием Sphagnum teres Aoengstr., S. warnstorfii Russ., осок Carex sp.

50–100 см – древесно-травяной низинный торф – древесина лиственных пород, кора березы и ивы; на гл. 50-60 см с корой ольхи; с неопределенными травами, осоками, зелеными и сфагновыми мхами, хвощом Equisetum sp.

100–110 см – травяной низинный торф – неопределенные травы с корой и древесиной ивы, с тростником Phragmites australis (Cav.) Trin. ex Steud., осоками Carex sp., хвощом Equisetum sp.

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки торфяника Рыбачий 69°38′ с.ш., 32°22′ в.д.

Глубина, см	Возраст, лет назад	Лабораторный номер	Материал
0–10	628 ± 43	ИГРАН-1433	Торф
10–20	1629 ± 37	ИГРАН-1396	»
20–30	3514 ± 38	ИГРАН-1587	»
30–40	3528 ± 36	ИГРАН-1434	»
40–50	4425 ± 40	ИГРАН-1588	»
50–60	5233 ± 67	ИГРАН-1589	»
60–70	6143 ± 42	ИГРАН-1435	»
90–100	4030 ± 255	ИГРАН-1590	»
100–110	7438 ± 64	ИГРАН-1436	»

РЕЗУЛЬТАТЫ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА (РИС. 2)

В спорово-пыльцевой диаграмме выделяется три палинозоны.

Нижняя палинозона 1 соответствует времени 7500–5000/4500 лет назад, т.е. атлантическому периоду голоцена. В общем составе пыльцы и спор господствует пыльца деревьев и кустарников, главным образом за счет пыльцы березы и, в меньшей степени, сосны и ивы. Около 6100 лет назад в количестве около 1% отмечена пыльца ольхи. Пыльца травянистых растений представлена

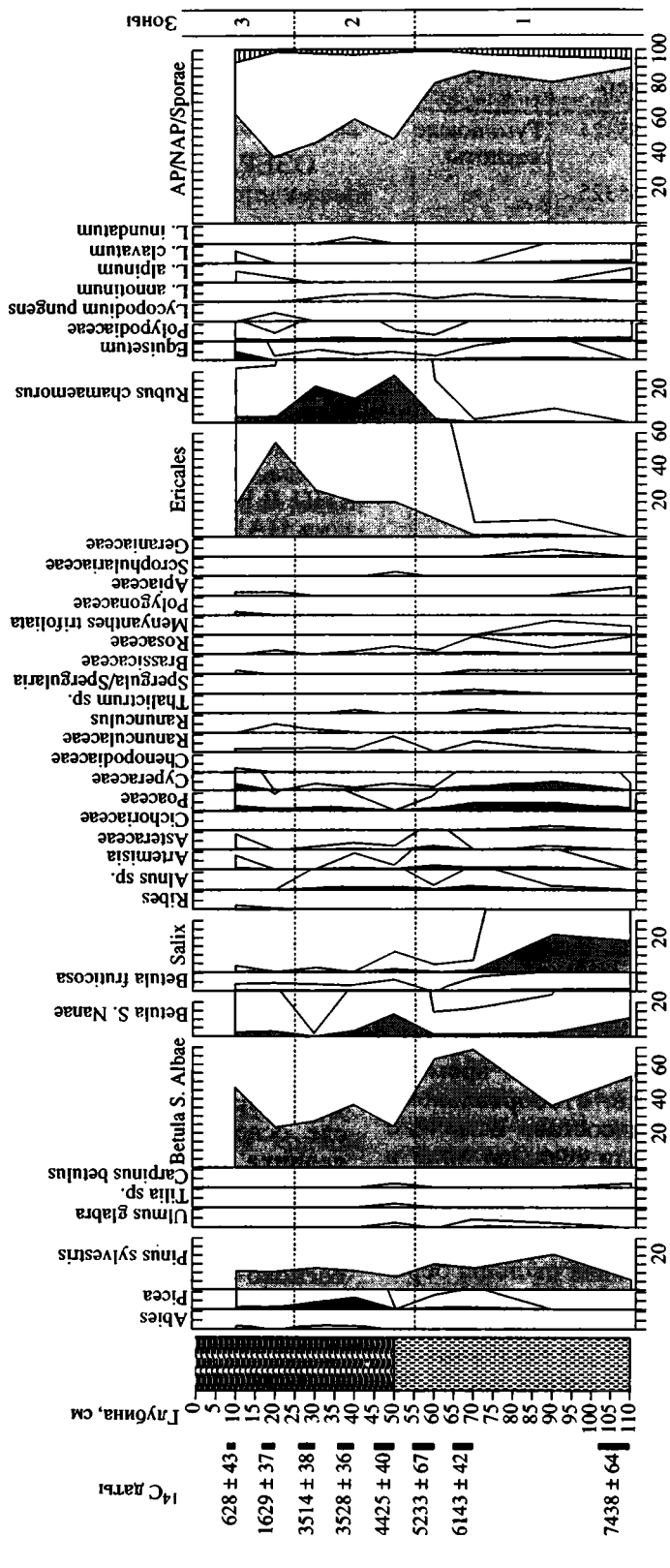


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза торфяника Рыбачий 69°38′ с.ш., 32°22′ в.д. Аналитик К.В. Кременецкий.

Таблица 2. Радиоуглеродные датировки озер юго-запада Кольского п-ова

Глубина, см	Возраст, лет назад	Лабораторный номер	Материал
Озеро Бабозеро 66°22′ с.ш., 37°18′–34′ в.д.			
90–100	3090 ± 180	Beta-55324	Гуминовые кислоты
190–200	9430 ± 280	Beta-55325	»
290–300	126 ± 400	Beta-55326	»
Озеро Круглое 66°22′ с.ш., 37°35′ в.д.			
80–90	3670 ± 90	Beta-55329	Гуминовые кислоты
190–200	6440 ± 80	Beta-55330	»
290–300	7310 ± 80	Beta-55331	»
385–395	8040 ± 90	Beta-55332	»
490–500	8970 ± 110	Beta-55333	»
533–543	10000 ± 220	Beta-55334	»

главным образом злаками и осоковыми. Присутствует также пыльца розоцветных, вахты и разнотравья. Споры представлены папоротниками, хвощами.

Определенные изменения происходят в составе пыльцы деревьев и кустарников. В нижнем образце палинозоны содержание пыльцы сосны минимально. Выше по диаграмме происходит подъем кривой пыльцы сосны. В нижней части палинозоны отмечен пик пыльцы ивы. В верхней половине палинозоны содержание пыльцы ивы резко уменьшается и за счет этого происходит подъем кривой пыльцы березы.

Средняя палинозона 2 соответствует времени 5000/4500–3500 лет назад, т.е. суббореальному периоду голоцена. В общем составе отмечено значительное увеличение доли пыльцы трав и соответственное уменьшение доли пыльцы деревьев и кустарников (рис. 2). Произошел резкий подъем кривых пыльцы вересковых и морошки Rubus chamaemorus. Упала кривая пыльцы березы. Несколько сократилась доля пыльцы сосны. На уровне около 4000 лет назад отмечен небольшой пик пыльцы ели. Присутствует пыльца ольхи. В то же время исчезла заносная пыльца широколиственных деревьев.

Судя по радиоуглеродным датировкам, между 3500 и 1700 лет назад накопление торфа на болоте приостановилось.

Верхняя палинозона 3 соответствует последним 1700 лет, т.е. субатлантическому периоду голоцена. В палинозоне 3 произошло падение кривой пыльцы морошки. Исчезла пыльца ольхи. Отмечен пик пыльцы вересковых и хвощей. В верхнем образце палинозоны 3 отмечен пик пыльцы березы, за счет которого произошло некоторое увеличение доли пыльцы древесных пород и кустарников в общем составе (рис. 2).

ОЗЕРА ЮГО-ВОСТОКА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В 1992 экспедицией ИГЕМ РАН под руководством Н.Г. Патык-Кара и при участии профессора П. Колинво (Смитсонский тропический институт Майами), доктора М. Миллера (университет Цинциннати, США) были изучены разрезы донных отложений двух озер в юго-восточной части Кольского полуострова. В полевых работах принимали участие сотрудники ИГЕМ РАН О.Н. Пахомова, Е.В. Тихомирова; научный сотрудник ГИ КНЦ В.В. Колька; сотрудник Института геофизики НАН Украины В. Бахмутов. Был проведен спорово-пыльцевой анализ – аналитик Л.В. Голубева. Радиоуглеродные датировки получены в Beta лаборатории Майами, Флорида, США за счет гранта П. Колинво (табл. 2).

Коренные отложения на юго-востоке Кольского полуострова представлены архейскими и протерозойскими гнейсами, сланцами и амфиболитами (Атлас..., 1971). Покров четвертичных отложений маломощен, представлен комплексом ледниковых и озерно-ледниковых отложений валдайского оледенения. К югу от озер Бабозеро и Круглое проходит полоса краевых камовых и холмисто-моренных образований. Территория к востоку от озера Бабозеро сильно заболочена. Средние высоты в восточной части Кольского полуострова составляют 200–300 м.

Кольский полуостров характеризуется высокой степенью заозеренности (Каган и др., 1992). Осадконакопление в озерах началось вскоре после освобождения территории полуострова от ледника. Юго-восток Кольского полуострова находится в северотаежной подзоне. Окрестности озер заняты преимущественно болотами. Современные леса представлены елово-березовыми и сосново-березовыми. Господствующим типом лесов являются лишайниково-зеленомошные и лишайниковые елово-березовые леса.

Озеро Бабозеро – одно из самых крупных озер Кольского полуострова. Его длина составляет около 23 км при ширине 1–3 км. Оно находится между 66°22′–66°34′ с.ш. и 37°18′–37°34′ в.д. на высоте 138 м. Площадь озера более 5000 га (рис. 3). Средняя глубина озера 2–3 м. Бурение донных осадков производилось в южном плесе озера около 66°22′30″ с.ш. и 37°32′ в.д. Глубина в месте отбора проб составляет 1.5 м. Была отобрана ко-

лонка донных отложений мощностью 3.2 м следующего строения:

сл. 1; гл. 0–70 см – темно-коричневый диатомовый сапропель;

сл. 2; гл. 70–230 см – сапропель с полосчатой текстурой (чередование черных и коричневых полосок), к низу интервала повсеместно встречаются включения вивианита;

сл. 3; гл. 230–270 см – однородный коричневый диатомовый сапропель;

сл. 4; гл. 270–320 см – песок крупнозернистый до гравелита, с примесью светло-коричневой глины, содержится много обломков слюды.

В спорово-пыльцевой диаграмме разреза озера Бабозеро выделяется 5 спорово-пыльцевых зон (рис. 4). Нижняя часть разреза озерных отложений (слой 4) не содержит пыльцы и спор.

Пыльца в незначительном количестве содержится в осадке в слое 3. Нижняя палинозона 1 объединяет образцы из слоя 3 и нижний образец из слоя 2. Она соответствует интервалу времени от 11000 до 10000 лет назад. Палинозона 1 характеризуется минимальной долей пыльцы древесных пород и кустарников для всего разреза и наибольшим содержанием пыльцы травянистых растений и спор. В составе пыльцы деревьев и кустарников господствует пыльца кустарниковых и кустарничковых берез, в основном Betula nana. В составе пыльцы трав преобладают злаки, осоки и вересковые; в составе спор – папоротники. Кроме того, в этой палинозоне отмечено повышенное содержание спор плауна Lycopodium alpinum.

Палинозона 2 соответствует времени 10000–8000 лет назад (конец пребореального и бореальный период голоцена). В ней отмечен подъем кривой суммы пыльцы деревьев и кустарников и соответственное падение кривых пыльцы трав и спор. Такое соотношение основных компонентов спорово-пыльцевых спектров сохранилось и выше по разрезу. В составе пыльцы деревьев и кустарников фиксируется резкий подъем кривой пыльцы сосны, падение кривой пыльцы Betula nana. В небольшом количестве отмечается пыльца ольхи. В верхнем образце палинозоны 2 отмечается подъем кривой пыльцы ели.

Палинозона 3 соответствует верхней части литологического слоя 2. Слои озерных отложений палинозоны 3 откладывались между 8000 и 3300/3000 лет назад, т.е. в атлантике и в начале суббореала. Эта палинозона выделяется постепенным подъемом кривой пыльцы ели и максимальным для всего разреза содержанием пыльцы сосны (до 51%) и ольхи. В то же время кривая пыльцы кустарничковой березы падает до минимального значения для всего разреза. Отмечено также повышенное по сравнению с другими палинозонами содержание пыльцы водных растений.

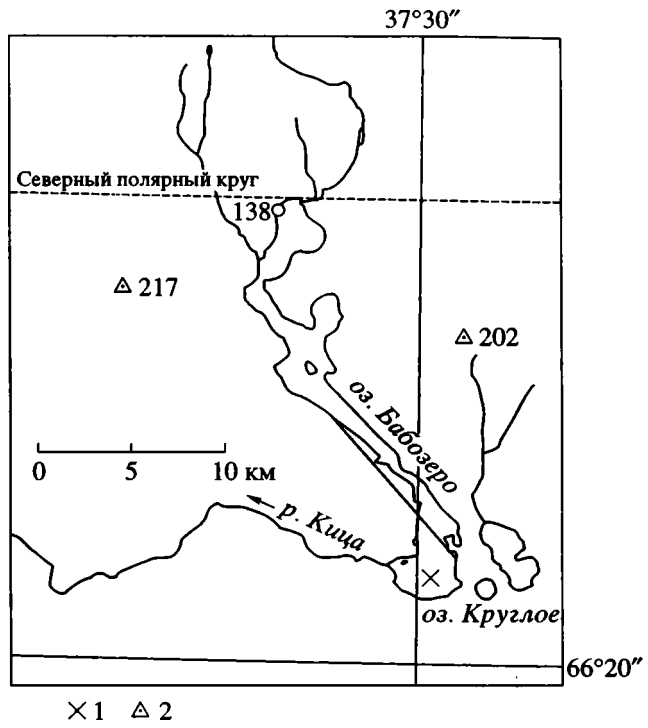


Рис. 3. Схематический план расположения озер Бабозеро и Круглое.
1 – место бурения; △2 – отметки высот.

Палинозона 4 соответствует нижней части литологического слоя 1. Она сформировалась между 3000 и 1000 лет назад (конец суббореала и первая половина субатлантики). Доля пыльцы ели в составе спорово-пыльцевых спектров в это время была максимальной. Несколько сокращается доля пыльцы сосны и в то же время несколько увеличивается доля пыльцы кустарниковых берез. Из состава палиноспектров исчезла пыльца ольхи. Отмечена пыльца вересковых. Происходит небольшой подъем кривой суммы пыльцы спор, произошедший за счет подъема кривой спор сфагновых мхов, присутствующих в составе спорово-пыльцевых спектров в наибольшем для всего разреза количестве.

Верхняя палинозона 5 соответствует второй половине субатлантики (последние 1000 лет). В этой палинозоне отмечено падение кривой суммы пыльцы деревьев и кустарников и подъем кривой суммы пыльцы травянистых растений. В составе пыльцы трав увеличилось содержание пыльцы злаков и осоковых. Уменьшилась доля спор сфагнума. Произошел подъем кривой пыльцы карликовой березки, а также кустарниковой и древовидной берез, содержание пыльцы которых достигло максимального для всей диаграммы количества. Значительно уменьшилась доля пыльцы хвойных пород.

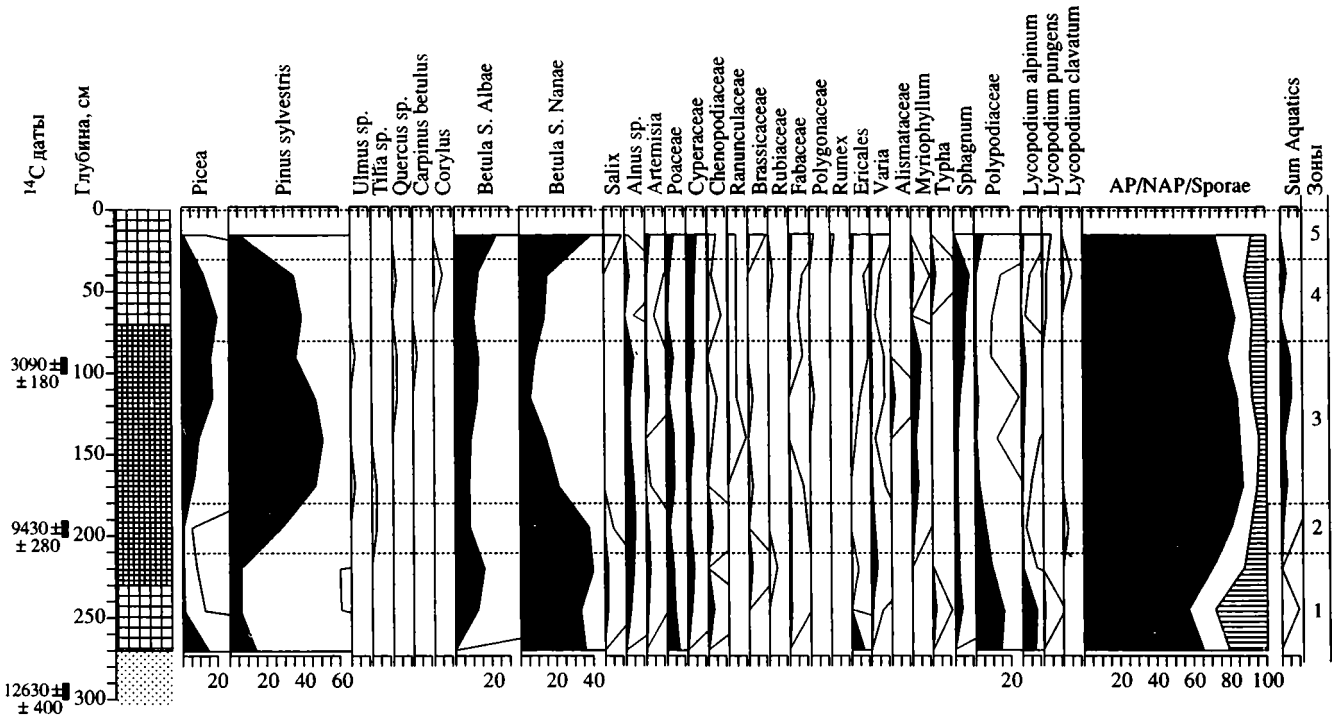


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза оз. Бабозеро 66°22′–34′ с.ш., 37°18′–34′ в.д. Аналитик Л.В. Голубева.

Озеро Круглое (66°22′ с.ш., 37°35′ в.д.) находится в небольшой котловине рядом с юго-восточной окраиной озера Бабозеро на высоте 140 м. Озеро круглой формы диаметром около 1 км. Площадь озера около 80 га (рис. 3). Средняя глубина озера 1–2 м. Глубина в месте отбора проб составляет 1 м. Скважина была пробурена до глубины 5.5 м. Была получена колонка донных отложений следующего строения:

сл. 1; гл. 0–485 см – зеленовато-коричневый диатомовый сапропель;

сл. 2; гл. 485–545 см – темно-серый ил, насыщен вивианитом;

сл. 3; видимая гл. 545–550 см – крупнозернистый песок с примесью светло-коричневой глины.

Судя по радиоуглеродной датировке подошвы озерных суглинков, осадконакопление в озерной котловине началось около 10000 лет назад, т.е. на рубеже плейстоцена и голоцена.

Поскольку разрез озера Круглое более подробно проанализирован и лучше датирован, и в силу меньших размеров озера, спорово-пыльцевая диаграмма разреза озера Круглое является опорной для реконструкции хроностратиграфии голоцена юго-восточной части Кольского полуострова (рис. 5).

В общем составе спорово-пыльцевых спектров во всем разрезе преобладает пыльца древесных пород и кустарников, составляющая от 80 до 90% общего количества подсчитанных пыльцы и спор. Пыльца травянистых растений составляет до 20% от общего состава. Общее количество спор доходит до 10% от общего состава. В среднем около половины всей пыльцы принадлежит кустарниковым березам.

Нижняя палинозона 1 соответствует литологическому слою 2 и пребореальному периоду голоцена и началу бореального периода (между 10200 и 9000 лет назад) (рис. 5). В общем составе она характеризуется минимальной (менее 80%) для всего разреза долей пыльцы древесных пород в общем составе и максимальным (до 20%) содержанием пыльцы травянистых растений.

В палинозоне 1 в составе пыльцы древесных пород заметно преобладает пыльца березы, главным образом, Betula nana (до 39–42%). Количество пыльцы хвойных деревьев невелико. Пыльца травянистых растений представлена злаками и осоковыми. Присутствует пыльца разнотравья. Споры представлены папоротниками. Определены бореальные и тундровые виды плаунов (Lycopodium pungens, L. alpinum, L. clavatum).

Палинозона 2 соответствует нижней части слоя 1. Судя по радиоуглеродным датировкам, она сформировалась в бореальном периоде голоцена между 9000 и 8000 лет назад. В общем составе пыльцевых спектров существенных изменений не произошло. В составе пыльцы древесных пород и кустарников следует отметить подъем кривой пыльцы сосны и древовидной березы и падение

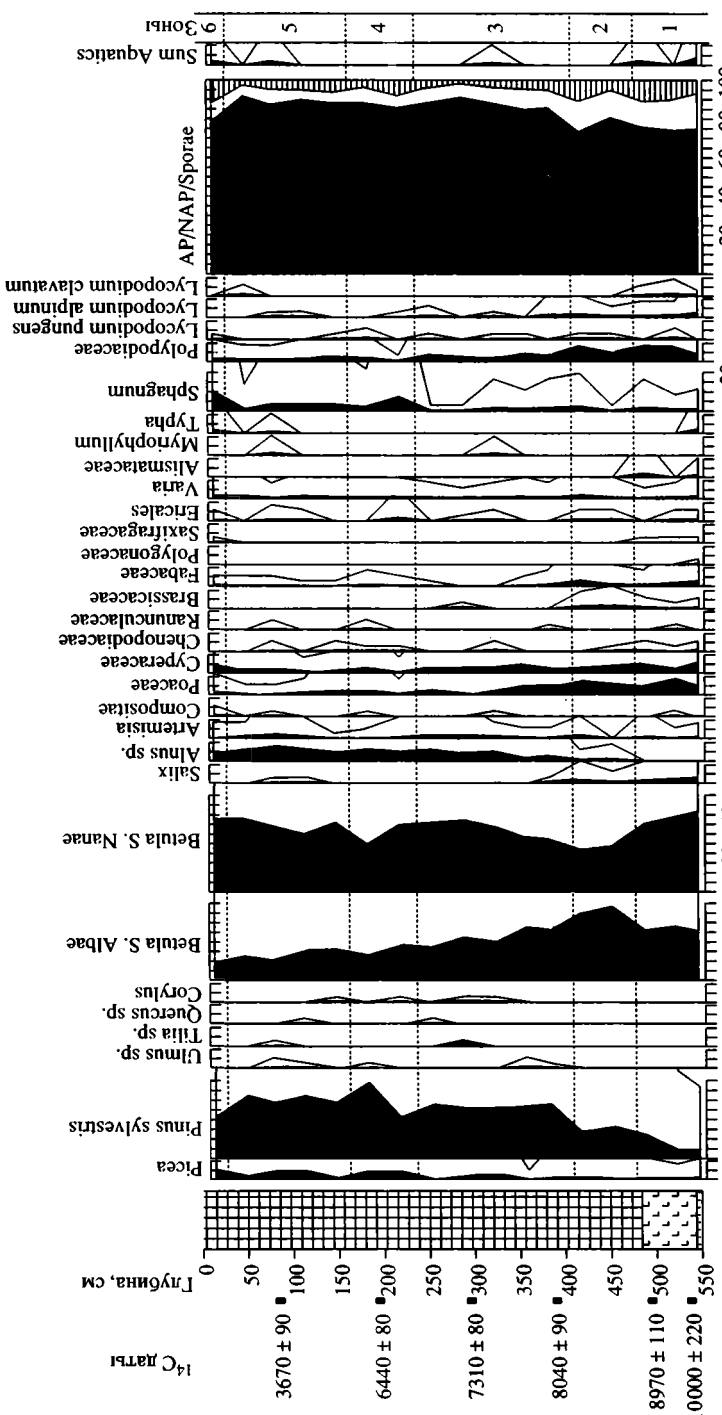


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза оз. Круглое 66°22′ с.ш., 37°35′ в.д. Аналитик Л.В. Голубева.

кривой пыльцы Betula nana. В составе спорово-пыльцевых спектров появилась пыльца ольхи (Alnus incana (L.) Moench.).

В палинозоне 3 отмечены изменения в общем составе пыльцы и спор. Судя по датам, палинозона 3 сформировалась между 8000 и 7000 лет назад. Возросла доля пыльцы деревьев и кустарников (до 80–90%) и соответственно сократилась доля пыльцы трав. Такое соотношение основных компонентов спорово-пыльцевого спектра сохранилось и выше по разрезу.

В составе пыльцы древесных пород в палинозоне 3 преобладает пыльца сосны (до 32%) от общей суммы, значительно сократилось количество пыльцы древесной березы и возросло количество пыльцы кустарниковых берез. Несколько увеличилась доля пыльцы ольхи.

Палинозона 4 соответствует большей части атлантического периода между 7000 и 5000/4500 лет назад. Она характеризется подъемом кривой пыльцы ели. В верхней части зоны, в интервале времени между 6000 и 5000 лет назад отмечен максимум пыльцы сосны и минимум пыльцы Betula nana. Следует отметить также увеличение доли спор сфагновых мхов.

За последние 5000/4500 лет скорость осадконакопления в озере резко замедлилась по сравнению с временем 9000–5000 лет назад.

Палинзона 5 соответствует суббореальному периоду (около 5000/4500 – 2500 лет назад). Состав спорово-пыльцевых спектров существенно не отличается от нижележащей зоны. По сравнению с верхней частью зоны 4 несколько сократилась доля пыльцы сосны и возросла доля пыльцы кустарничковой березы.

В самом верхнем образце диаграммы (палинозона 6, субатлантический период, последние 2500/2000 лет) произошло некоторое сокращение доли пыльцы древесных пород в общем составе до 78%, увеличение доли пыльцы трав и спор – за счет увеличения доли спор сфагновых мхов. В составе пыльцы деревьев и кустарников уменьшилась доля пыльцы сосны (рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрение результатов радиоуглеродного датирования, спорово-пыльцевого и ботанического анализов и сопоставление с опубликованными диаграммами позволяет реконструировать хроностратиграфию голоцена Кольского полуострова и осуществить корреляцию с данными по северу Финляндии.

Судя по имеющимся датировкам, около 11000 лет назад обстановка на юго-востоке Кольского полуострова смягчилась настолько, что в окрестностях озер Круглое и Бабозеро появилась растительность – тундры с кустарниковой и карликовой березами. Около 10000 лет назад в окрестностях озер была распространена березовая лесотундра. Кроме березок, росли также ивы. Были распространены ерниковые и моховые тундровые участки.

Около 9000 лет назад на юго-востоке Кольского полуострова появилась сосна, увеличилась площадь насаждений древовидной березы. Максимальную роль в древостое береза играла между 9000 и 8000 лет назад. Появление заносной пыльцы ольхи около 9000 лет назад указывает на приближение границы ее ареала к Кольскому полуострову. Состав тундрового покрова не претерпел существенных изменений.

Между 8000 и 7000 лет назад произошло увеличение площади, занимаемой лесами, за счет расширения сосновых лесов, которые даже несколько потеснили березовые леса. Около 7500 лет назад в составе лесов на юго-востоке Кольского полуострова появляется серая ольха Alnus incana (L.) Moench.

В начале атлантического периода голоцена, около 7500 лет назад, при начале накопления торфа в низинном болоте на полуострове Рыбачий, на северо-западе Кольского полуострова были распространены тундровые формации с березой. в кустарниковом покрове были широко распространены ивы. Береза и ивы росли и на самом болоте. Около 7000 лет назад сосна достигла современного предела своего распространения на северо-западе Кольского полуострова.

Около 7000 лет назад в составе лесов юго-восточного района Кольского полуострова появляется ель Picea obovata Ledeb. Очевидно около 6500–5000 лет назад площадь сосновых лесов и лесов вообще в данном районе была максимальной. Этому отрезку времени соответствуют оптимальные климатические условия. Сосновые и еловые леса господствуют на данной территории на протяжении всего атлантического периода голоцена. Присутствие в спектре заносных пыльцевых зерен широколиственных деревьев связано с приближением границы их ареалов к Кольскому полуострову в атлантике. Сходные данные имеются для Карелии (Елина, 1981).

Около 6500 лет назад активизировался процесс заболачивания бассейна озера Бабозеро и распространения сфагновых моховых болот, на что указывает локальный пик пыльцы сфагновых мхов в палинозоне 4. Интервал 6000–5000 лет назад был временем термического оптимума, когда верхняя граница леса в Хибинах могла быть на 250–300 м выше современной (Ващалова, Климанов, 1987). Около 5500/5300 лет назад ель Picea obovata Ledeb. появилась северо-восточнее Хибин в районе озера Ловозеро (Елина и др., 1995).

Между 7000 и 5000/4500 лет назад общий состав растительности полуострова Рыбачий прак-

тически не изменился. Примерно к 5000 лет назад роль кустарниковой ивы в растительном покрове торфяника Рыбачий резко сократилась, что выражено и в ботаническом составе торфа. 6000/5000/4500 лет назад имело место наибольшее распространение березовых древостоек на полуострове Рыбачий и на самом болоте. Пояс березовой лесотундры доходил до самого побережья Баренцева моря.

Несмотря на то что пыльца ольхи присутствует в составе спорово-пыльцевых спектров в небольшом количестве, ее произрастание во второй половине атлантики на Рыбачьем полуострове подтверждено ботаническим анализом состава торфа. Опираясь на палинологические данные, можно полагать, что ольха появилась на Рыбачьем полуострове около 6100 лет назад. В настоящее время ближайшие местонахождения ольхи серой Alnus incana (L.) Moench находятся в долинах рек Печенга на Кольском полуострове в 40 км к юго-западу от болота Рыбачье и на берегу Кольского залива (Флора..., 1956). Продвижение ольхи на север было связано с благоприятными климатическими условиями второй половины атлантики.

Главным хроностратиграфическим рубежом второй половины голоцена Кольского полуострова является граница атлантики и суббореала около 4500 лет назад. Ухудшение климата около 4500 лет назад выразилось в похолодании и увеличении количества осадков в Хибинах (Ващалова, Климанов, 1987). Пик похолодания пришелся на интервал времени 4500–4100 лет назад. На похолодание указывает также формирование мерзлоты под бугристыми торфяниками в районе озера Ловозеро и появление пятен многолетней мерзлоты на некоторых участках Хибин (Ващалова, 1986; Елина и др., 1995). После 4500 лет назад на болоте п-ова Рыбачий развился покров сфагновых мхов, и оно перешло в верховую фазу развития. Береза Betula tortuosa Ledeb. сохранилась только в изолированных местонахождениях на юге Рыбачьего полуострова. Распространились тундры с морошкой и вересковыми. На побережье Баренцева моря сформировался тундровый пояс. Исчезновение из состава спорово-пыльцевых спектров заносной пыльцы широколиственных деревьев указывает на отступление северной границы их ареалов в Карелии и Финляндии (Елина, 1981).

Около 3500 лет назад ель Picea obovata Ledeb. достигла современного северного предела своего распространения на северо-западе Кольского полуострова. Не позднее 3500 лет назад ольха исчезла с Рыбачьего полуострова.

К 3000 лет назад площадь сосновых древостоев на юго-востоке Кольского полуострова сократилась, а доля ели в составе местных лесов увеличилась. Происходит распространение сфагновых болот.

В первой половине субатлантики (около 1700–1000 лет назад) резко упала роль морошки в травяном покрове тундр полуострова Рыбачий. В моховом покрове болота стал доминировать Sphagnum Lindbergii Schimp. Наибольшее распространение получили вересковые заросли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ изученных разрезов указывает на сходство общего направления эволюции ландшафтов тундровой и северотаежной зон Кольского полуострова в голоцене. Вслед за освобождением территории от ледника сначала здесь появляется тундровая растительность и впоследствии с потеплением климата в начале голоцена происходит проникновение на эту территорию лесов.

Береза была пионером древесной растительности и быстро осваивала новые территории. Вслед за ней спустя некоторое время появлялась сосна. С появлением сосны было связано формирование лесного покрова данной территории. Затем произошло распространение серой ольхи. Последней из древесных пород на Кольский полуостров проникла ель. Ель занимала наиболее подходящие для нее местообитания и в значительной степени вытеснила сосну.

Хорошо выражен в разных районах Кольского полуострова позднеатлантический климатический оптимум. В это время березовая лесотундра доходила до побережья Баренцева моря. Продвижение северной границы леса на север по сравнению с ее современным положением реконструируется и для прилегающих районов северной Финляндии (Mäkelä et al., 1994; Seppä, 1996). Потепление в атлантическом периоде голоцена проявилось и в горах Швеции и Норвегии (Moe, Odlund, 1992; Kullman, 1995). Данные палеоэкологических реконструкций хорошо согласуются с результатами моделирования палеоклиматов, подтверждающих глобальное потепление в северных широтах около 6000 лет назад (Foley et al., 1994).

Достаточно четко проявились позднеатлантический климатический оптимум и ухудшение климата после 4500 лет назад. Это подтверждает тот факт, что общие изменения состояния среды на севере лесной и в тундровой зонах происходили под влиянием глобального изменения климата в голоцене (Величко и др., 1994). Во второй половине голоцена, в суббореальном и субатлантическом периодах, и в особенности в последние 1000 лет, стали проявляться процессы увеличения заболоченности территории. На юго-востоке Кольского полуострова леса сохранялись в местах с лучшей дренированностью: на поверхности конечноморенных гряд, в местах распространения почв бо-

лее легкого механического состава (на флювиогляциальных песках). Только в субатлантическом периоде природно-климатические условия Кольского полуострова приняли современный облик.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта МНФ-РФФИ № N51300 и гранта РФФИ № 96-05-65-051.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас Мурманской области. М.: ГУГК, 1971. 33 с.

Ващалова Т.В. История изменения природы Хибин в голоцене // Природные условия Хибинского учебного полигона. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 22–25.

Ващалова Т.В., Климанов В.А. Количественные палеоклиматические реконструкции в Хибинах как аналоги климата будущего (методика, результаты) // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1987. № 1. С. 84–88.

Величко А.А., Андреев А.А., Климанов В.А. Динамика растительности и климата Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15000 лет. М.: ИГРАН, 1994. С. 4–60.

Елина Г.А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л.: Наука, 1981. 151 с.

Елина Г.А., Лебедева Р.М. Голоценовая динамика ландшафтных зон северо-запада Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 148–154.

Елина Г.А., Арсланов Х.А., Климанов В.А., Усова Л.И. Палеорастительность и климатохронология голоцена Ловозерской равнины Кольского полуострова (по спорово-пыльцевым диаграммам бугристо-топяного болота) // Ботанический журнал. 1995. С. 80. № 3. С. 1–16.

Каган Л.Я., Кошечкин Б.И., Лебедева Р.М. Кольский полуостров // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1992. С. 20–35.

Кошечкин Б.И., Рубинраут Г.С., Лебедева Р.М., Каган Л.Я. Этап экзогенного преобразования, ингрессивной аккумуляции и террасирования побережий (позднe- и послеледниковье) // История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. С. 110–144.

Лебедева Р.М. Палинологические уровни в голоценовых отложениях Кольского полуострова и их абсолютная хронология // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода севера Европейской части СССР. Петрозаводск: Ин-т геологии КФ АН СССР. 1977. С. 34–39.

Порецкий В.С., Жузе А.П., Шешукова В.С. Диатомовые Кольского полуострова в связи с микроскопическим составом кольских диатомитов // Труды Геоморфологического института. Сер. физ.-геогр. 1934. Вып. 8. С. 95–210.

Флора Мурманской области. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 3. 450 с.

Foley J.A., Kutzbach J.E., Coe M.T., Levis S. Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch // Nature. 1994. V. 371. № 6492. P. 52–57.

Kullman L. Holocene tree-limit and climate history form the Scandes Mountains, Sweden // Ecology. 1995. V. 76. № 8. P. 2490–2502.

Makela E., Sarmaja-Korjonen K., Hyvärinen H. Holocene forest history of the poyrisjarvi area north of the coniferous tree line in western Finnish Lapland: A pollen stratigraphical study // Bull. Geol. Soc. Finland. 1994. V. 66. № 2. P. 81–94.

Moe D., Odland A. The influence of the temperature climate on the vertical distribution of Alnus incana (Betulaceae) through the Holocene in Norway // Acta Botan. Fennica. 1992. V. 144. P. 35–49.

Seppa H. Post-glacial dynamics of vegetation and tree-line in the far north of Fennoscandia // Fennia. 1996. V. 174. № 1. P. 1–96.

Рецензенты М.Н. Алексеев, Л.Д. Сулержицкий

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1998, том 6, № 3, с. 97–108

УДК 551.781(479.22)

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГРУЗИИ В ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

© 1998 г. Ф. Д. Майсадзе

Геологический институт АН Грузии
380093 Тбилиси, ул. Зои Рухадзе, 1/9, Грузия

Поступила в редакцию 17.08.95 г., получена после доработки 13.05.96 г.

На основе изучения палеогеновых образований, анализа их мощностей и учета данных бурения, составлены палеогеографические и литофациальные схемы и дается поэтапная (по эпохам) история геологического развития Грузии в палеогеновое время. Восстановлена доскладчатая ширина палеогеновых флишевого и эпиконтинентального (Ксанско-Аркальский параавтохтон) бассейнов Южного склона Большого Кавказа, в результате чего установлены масштабы сокращения этих бассейнов вследствие складчатости и покровообразования.

В палеогене в несходных геодинамических условиях (краевое море, островная дуга, интрадуговой рифт) в разное время накапливались формации трех типов: флишевая, эпиконтинентально-морская и вулканогенно-осадочная.

В результате пиренейской эпохи тектогенеза (древне- и новопиренейская фазы складчатости) на территории Грузии, как и на Кавказе в целом, произошла существенная палеогеографическая перестройка. С этими фазами связано начало орогенного этапа и стали формироваться основные морфоструктурные элементы, во многом предопределившие в дальнейшем современное строение региона. Установлены время, длительность и характер проявления новопиренейской фазы складчатости и рассмотрены общие закономерности проявления пиренейской эпохи тектогенеза для территории Грузии в целом.

Ключевые слова. **Палеогеновые образования, палеогеографические и литологические схемы Грузии, эпохи тектоногенеза.**

Территория Грузии – часть Кавказской складчатой области, характеризующаяся сложным тектоническим строением и не менее сложной историей геологического развития.

Палеоген, особенно его вторая половина (поздний эоцен–олигоцен), представляет один из переломных этапов в истории геологического развития не только Кавказа, но и всей Альпийской складчатой системы в целом.

Установление особенностей геологического строения и развития, а также составление палеогеографических и литофациальных схем для отдельных эпох палеогена, позволили выявить закономерности изменения условий осадконакопления во времени и пространстве. Это особенно важно для районов, где данные отложения погребены под молодыми образованиями или перекрыты аллохтонными пластинами.

Палеогеновые отложения развиты в той или иной степени во всех структурах, за исключением антиклинория Главного Кавказского хребта (рис. 1). В наиболее сложном тектоническом залегании они находятся в пределах складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, где их современные выходы встречаются в Гагрско-Джавской и Местийско-Тианетской зонах. В последней, в связи с ее покровным строением, особенно затруднено установление реальной картины лито-фациальной зональности.

Для восстановления первичных размеров палеогеновых бассейнов данной тектонической зоны, составлены разрезы по р. Алеура и Ксани, где палеоген представлен наиболее полно.

В результате детального литофациального и структурного анализов, проведена палинспастическая реконструкция палеогеновых бассейнов восточной части южного склона Большого Кавказа. Удалось воссоздать доскладчатую ширину бассейнов и установить масштабы их последующего сокращения как в результате складчатости, так и покровообразования. Выяснилось, что степень сжатия флишевых отложений Жинвальско-Гомборской подзоны Местийско-Тианетской зоны в среднем составляет 45–50%, а субплатформенных отложений (Ксаеско-Аркальский параавтохтон) – 25–30%. Суммарная амплитуда шарьирования покровных пластин, перекрывших палеогеновую часть южного склона – 9–12 км.

Для западного флишевого бассейна южного склона в пределах Новороссийского синклинория палинспастические реконструкции проведены Ч.Б. Борукаевым (1970), по данным которого коэффициент сжатия прогиба на стадии покровообразования – 2.8–2.9.

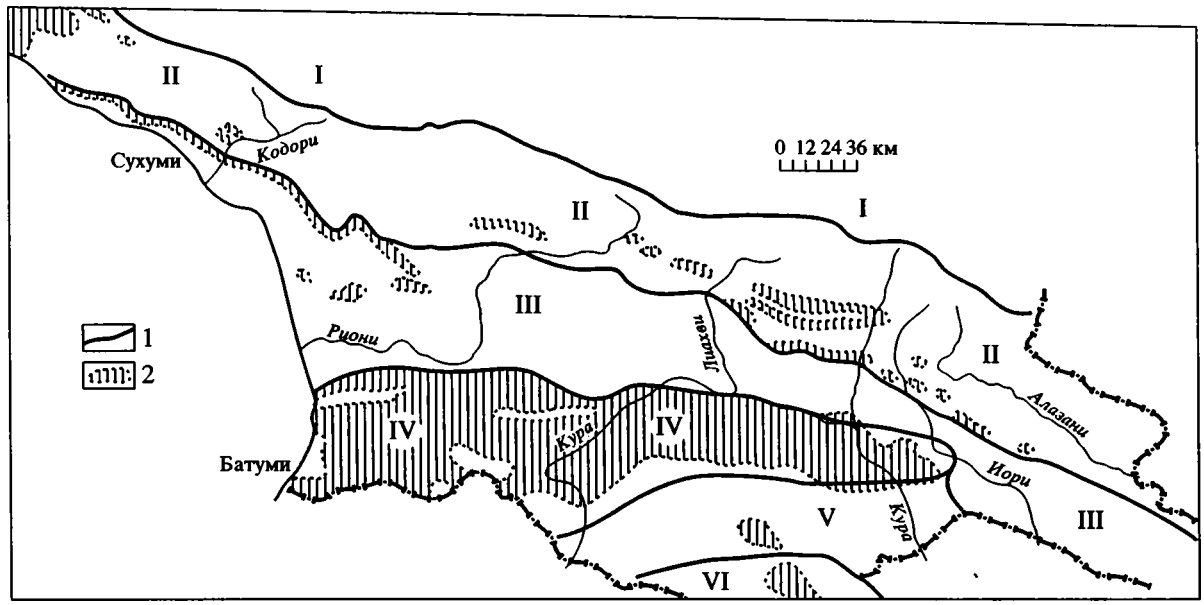


Рис. 1. Упрощенная схема тектонического районирования Грузии (по Гамкрелидзе П.Д. и И.П., 1978).
1 – граница тектонических единиц; 2 – естественные выходы палеогеновых отложений. I – Антиклинорий Главного Кавказского хребта, II – складчатая система Южного склона Большого Кавказа, III – Грузинская глыба, IV – Аджаро-Триалетская складчатая зона, V – Артвино-Болнисская глыба, VI – Локско-Карабахская слабоскладчатая зона.

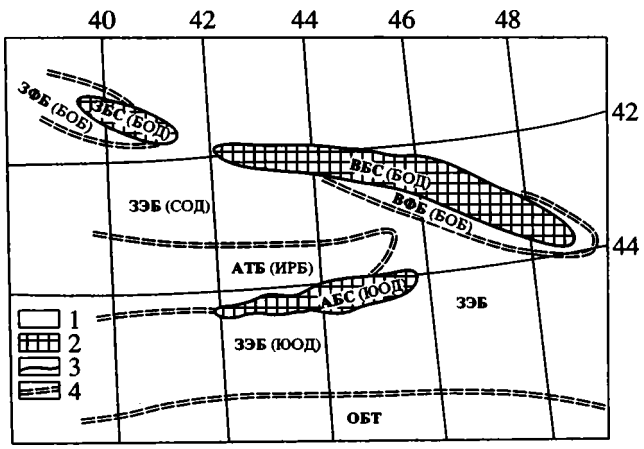


Рис. 2. Палинспастическая схема Кавказского сектора северной окраины Тетиса для начала палеогена (с учетом палеомагнитных данных и палинспастических схем, составленных Адамия и др., 1979; Лорткипанидзе и др., 1984; Gamkrelidze, 1986).
1 – область осадконакопления; 2 – область размыва; 3 – граница суши; 4 – граница седиментационных бассейнов с разными фациальными условиями; ЗБС – Западная Большекавказская суша; ВБС – Восточная Большекавказская суша; ЗФБ – Западный флишевый бассейн; ВФБ – Восточный флишевый бассейн; ЗЭБ – Закавказский эпиконтинентальный бассейн; АТБ – Аджаро-Триалетский бассейн; АБС – Артвино-Болнисская суша; ОБТ – остаточный бассейн Тетиса; БОД – Большекавказская островная дуга; БОБ – Большекавказский остаточный бассейн; ИРБ – интрадуговый рифтовый бассейн; СОД – Северозакавказская островная дуга; ЮОД – Южнозакавказская островная дуга.

По И.П. Гамкрелидзе (1976) степень сжатия Аджаро-Триалетской складчатой зоны составляет 25%.

Рассмотрению геологического развития Кавказа с применением мобилистических идей в последние годы посвящено множество работ. По современным представлениям, территория Грузии в начале палеогена составляла часть активной северной окраины Тетиса, типа западного побережья современного Тихого океана, где была развита система островных дуг, окраинных и внутридуговых бассейнов. На рубеже мела и палеогена здесь выделялись Большекавказская островная дуга, Большекавказское краевое море, Северозакавказская и Южнозакавказская островные дуги, разделенные Аджаро-Триалетским интрадуговым рифтом (Adamia et al., 1991).

К началу палеогена, по нашему представлению, здесь существовал ряд основных морфоструктурных единиц (рис. 2).

Внутри бассейнов были также более мелкие острова, которые играли заметную, а иногда и решающую роль в установлении фациальной зональности. Таковыми, в частности, являлись Рачинско-Вандамская кордильерная зона, Ткибульско-Сачхерская, Триалетская, Гурийская и др. суши (рис. 3).

Особое значение имела Рачинско-Вандамская кордильерная зона, ограничивающая с юга Восточный Большекавказский флишевый бассейн. Она представляла собой цепь отдельных кордильер, протянутых от Уцерского меридиана на за-

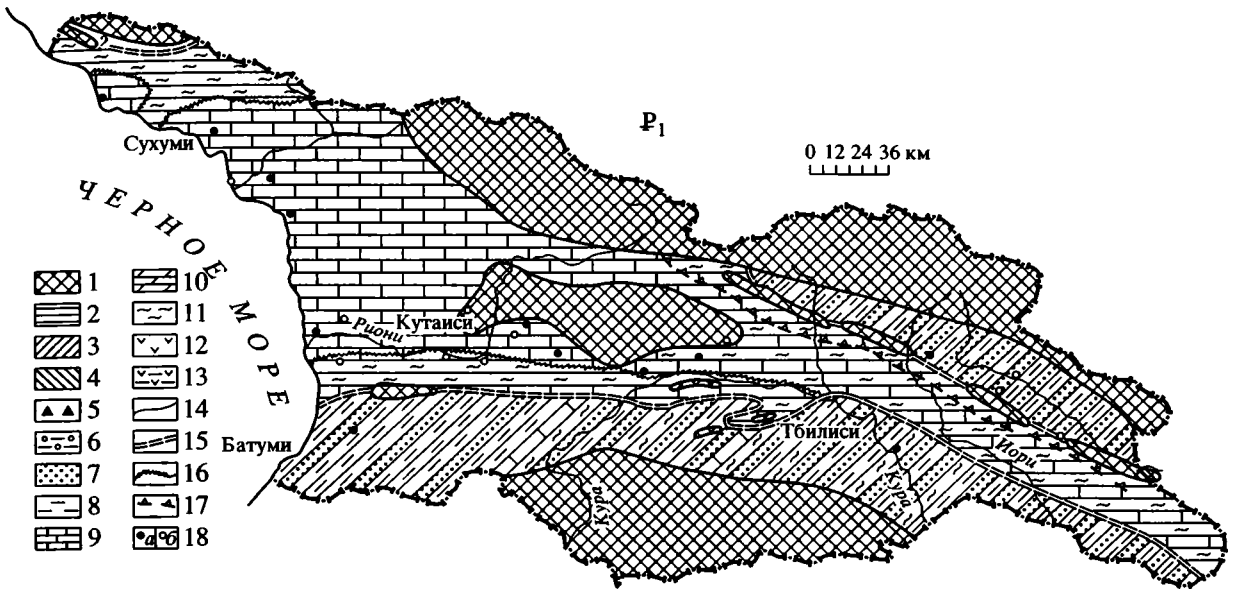


Рис. 3. Палеогеографическая и лито-фациальная схема Грузии для палеоцена (составил Ф.Д. Майсадзе).
1 – суша; 2 – нормально-осадочная формация; 3 – флишевая и флишоидная формация; 4 – вулканогенно-осадочная формация; 5 – олистостромы; 6 – конгломераты, брекчии, гравелиты; 7 – песчаники, алевролиты; 8 – глины; 9 – известняки; 10 – доломиты; 11 – мергели; 12 – преимущественно пирокластолиты и лавы; 13 – чередование вулканогенных и нормально-осадочных пород; 14 – граница моря и суши; 15 – граница формационных зон; 16 – граница литофации; 17 – современная граница флишевого надвига; 18 – скважины: *а* – отложения данного возраста присутствуют, *б* – отсутствуют.

паде вдоль южной границы флишевого бассейна, и располагалась в северной периферийной части Гагрско-Джавской зоны, которая в настоящее время перекрыта полностью надвинутыми аллохтонными мел-палеогеновыми флишевыми образованиями. Рачинско-Вандамская кордильерная зона являлась основным поставщиком терригенного материала для палеогенового флишевого бассейна. Состав обломочного материала верхнеэоценовых олистостромов южного склона Большого Кавказа указывает на то, что эта кордильерная зона слагалась в основном мезозойскими и, отчасти, палеогеновыми породами Гагрско-Джавской зоны, а начиная от р. Арагви и восточнее, – и породами доюрского кристаллического фундамента (Майсадзе, 1994).

Из морфоструктур, развитых внутри областей осадконакопления, выделялись подводные поднятия, роль которых в становлении литофациальной зональности часто недооценивается. В качестве примеров можно привести подводные поднятия, установленные в районах Гагры и Нового Афона. Они разделяли эпиконтинентальный бассейн на неглубокие прогибы, превратившиеся в дальнейшем в обособленные депрессии с различным режимом седиментации (восточное окончание Адлерской депрессии, Гудаутская и Очамчирская депрессии).

Часть подводных поднятий представляла собой участки бассейна с "нулевой седиментацией". Примером существования таких поднятий, по нашему мнению, могут служить районы р. Гумиста, Кодоры и с. Цебельда. Т.Т. Гавтадзе (1986 г.), изучившая нанопланктон, отмечает, что в отдельных разрезах над нижнеэоценовыми слоями непосредственно залегает верхняя часть среднего эоцена без каких-либо признаков несогласия. На соседних же участках этих поднятий наблюдаются фаунистически охарактеризованные полные разрезы палеогена без перерывов в осадконакоплении.

Западный и Восточный Большекавказский флишевые бассейны в течение палеогена (за исключением олигоцена) являлись местом накопления флишевых образований. Между этими глубоководными трогами, как и ограничивающими их с севера Большекавказскими островами, в междуречье верховьев Бзыби и Кодори, по всей вероятности, существовал мелководный бассейн с эпиконтинентальным режимом осадконакопления, аналогичный находившемуся на Грузинской глыбе и Северном Кавказе (рис. 3). К такому допущению нас привел литофациальный анализ палеогеновых отложений этих двух районов. Данное предположение подтверждается и сравнительным анализом фауны палеоцен-эоценовых отложений Грузинской глыбы и Северного Кавказа (Салуквадзе, 1993). Аналогичная связь, повидимому, существовала и восточнее Большекавказской суши, в пределах Предкаспийско-Кубанского прогиба (Саркисян и др., 1987).

Расположенная южнее Северозакавказская островная дуга (южнее флишевых бассейнов) была покрыта эпиконтинентальным морем, в котором формировались маломощные терригенно-карбонатные отложения. Аналогичный режим осадконакопления существовал и на Артвино-Болнисской глыбе (в раннем палеогене) и в Локско-Карабахской зоне (в конце раннего эоцена).

В Аджаро-Триалетском рифтовом бассейне, в отличие от других частей рассматриваемой территории со сравнительно однообразными фациальными условиями, в отдельные эпохи палеогена осаждались как флишевые (палеоцен–ранний эоцен), так и вулканогенно-осадочные (средний эоцен и, частично, поздний эоцен) и карбонатно-терригенные (поздний эоцен–олигоцен) образования.

Таким образом, на территории Грузии в несходных геологических условиях (краевое море, островная дуга, интрадуговой рифт) в разное время шло накопление формации трех типов: флишевой, вулканогенно-осадочной и эпиконтинентально-морской.

Исходя из нового фактического материала и литофациальной изученности палеогеновых образований, а также анализа их мощностей и критического анализа литературных источников, с учетом данных бурения, основные этапы палеогеновой истории геологического развития Грузии представляются в следующем виде.

В палеоцене (рис. 3) в Западном Большекавказском флишевом бассейне (верховья р. Псоу и Бзиби), являющемся восточным окончанием Новороссийского флишевого бассейна, по всей вероятности, накапливались осадки, хотя достоверные данные об этом отсутствуют. Западнее (в Чвежипсинской зоне) в это время отлагалась пластунская свита (Келлер, Меннер, 1945).

В Восточном Большекавказском флишевом бассейне (восточнее р. Большая Лиахви) продолжалась непрерывная седиментация. В датском веке здесь осаждался кластическо-известняковый и алевролитово-песчаниковый флиш мощностью 22–25 м (кветерская свита). В позднем палеоцене карбонатная седиментация замедлялась и накапливался лишь алевролитово-песчаниковый флиш мощностью 100–260 м (шахветильская свита).

В Закавказском эпиконтинентальном бассейне, занимавшем наиболее обширную площадь, к началу палеоцена существовало неглубокое внутреннее море, где формировались в основном слоистые, местами грубослоистые известняки. Лишь на отдельных участках бассейна шло осаждение мергелей (восточная часть Адлерской депрессии и междуречье Отхара–Апста).

Существовавшие к концу мела небольшие острова в результате палеоценовой трансгрессии затоплены были полностью морем (районы г. Цхакая, сс. Шхеми, Сачикобаво и др.).

Восточнее, в пределах Квайсинского рудного района, где удалось установить наличие фаунистически охарактеризованных палеоценовых (как и нижнеэоценовых) отложений (Майсадзе, 1986), в это время формировались пелитоморфные глинистые известняки и песчаные мергели.

В Аджаро-Триалетском рифтовом бассейне в палеоцене и раннем эоцене существовали сходные палеогеографические и фациальные условия, в силу чего история геологического развития данного бассейна в течение этого отрезка времени рассматривается вместе.

В результате регрессии в датском веке вместо верхнемеловых известняков начали накапливаться мергели и глины пестроцветной свиты.

Затем наступила трансгрессия, приведшая к расширению площади седиментации. С усилением дифференцированных движений стала формироваться центральная зона погружения, превратившаяся в дальнейшем в место накопления мощных флишевых (палеоцен–ранний эоцен) и вулканогенно-осадочных (средний эоцен) образований.

С севера и юга данная зона ограничивалась кордильерами и подводными поднятиями. Приблизительно западнее Абастуманского меридиана она была разделена поперечным подводным поднятием на две части. Восточнее его, в относительно глубоководной части трога, в палеоцене и раннем эоцене формировались мощные (1500–3000 м) флишевые образования боржомской свиты. Западнее от Абастуманского меридиана (за исключением Гурийской депрессии) накапливались, по-видимому, породы, переходные между флишевыми и субплатформенными, аналогичные тем, которые были вскрыты скважинами в районе Чахатской антиклинали (бассейн р. Кинтриш). Эти отложения, судя по немногочисленным керновым материалам, представлены карбонатно-терригенными породами 1000-метровой мощности (Надарейшвили, 1981) и вероятнее представляют собой образования флишоидного типа.

На периферийных участках рифтового бассейна и подводных поднятиях в палеоцене и раннем эоцене осаждались мергели и глины пестроцветной свиты.

На южном склоне Телетского хребта в палеоцене имело место локальное проявление вулканической деятельности, выразившееся в излиянии дацитовых лав. Отдельные вспышки вулканизма происходили и в конце раннего эоцена, когда в пределах центральной части рифтового бассейна накапливался "вулканогенный флиш" (верхняя часть боржомской свиты), представленный терригенно-вулканогенными образованиями.

Одним из спорных является вопрос об источнике терригенного материала для флишевого бассейна. Исходя из значительной протяженности флишевого трога (до 260 км) и большой мощности флишевых отложений (1500–3000 м), оче-

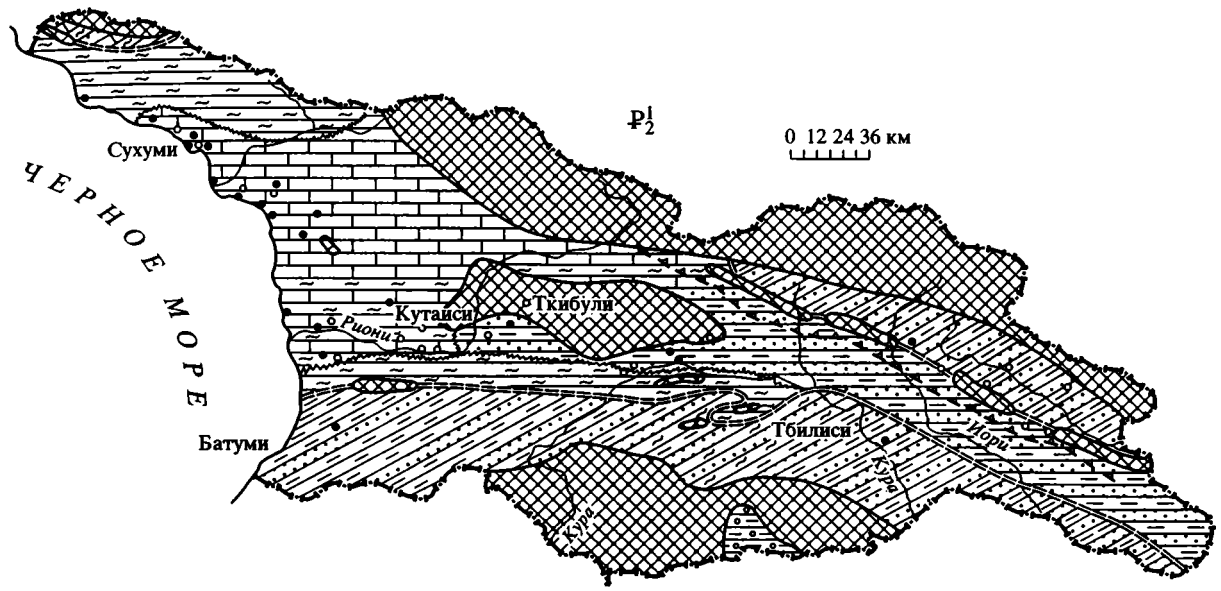


Рис. 4. Палеогеографическая и литофациальная схема Грузии для раннего эоцена (составил Ф.Д. Майсадзе). Условные обозначения см. на рис. 3.

видно, что для их накопления требовалась суша значительной площади, которая могла быть источником материала для экстра- и интракластической переседиментации. По существующим представлениям в флишевый бассейн терригенный материал поступал с Грузинской и Артвино-Болнисской глыб, а также в результате размыва кордильер, расположенных внутри бассейна. Последние безусловно доставляли материал, однако, если учесть, что в результате палеоценовой трансгрессии их размеры сократились (особенно Триалетской кордильеры) и что в районах кордильер, в основном осаждалась пестроцветная свита, то вряд ли внутрибассейные участки размыва можно считать вероятным главным источником терригенного материала. Что касается Грузинской глыбы, ограничивающей рифтовый бассейн с севера, то здесь, в большей ее части, в палеоцене–раннем эоцене формировались эпиконтинентальные отложения в виде мергелей и глин (аналогичных пестроцветной свите северной части Аджаро-Триалетской зоны). Поэтому допущение в пределах Грузинской глыбы области размыва для флишевого трога, по нашему мнению, лишено основания.

Исходя из сказанного выше представляется, что основная часть турбидных потоков в флишевый бассейн поступала с юга – с Артвино-Болнисской суши. Частичным подтверждением сказанному является и состав внутриформационных брекчий во флишевых образованиях в районе р. Алгети, представленных перемытым материалом кристаллических пород Артвино-Болнисской глыбы (Гамкрелидзе, 1976).

В раннем эоцене (рис. 4) в Западном флишевом бассейне (верховья р. Псоу и Бзыби) формировались флишоидные отложения в виде песчаников, песчаных известняков и мергелей с редкими прослоями мелкообломочных конгломератов.

В Восточном флишевом бассейне (восточнее р. Большая Лиахви) в это время накапливался алевролитово-песчаниковый флиш (нижняя часть квакерисхевской свиты) мощностью 60–75 м.

В расположенном южнее эпиконтинентальном бассейне в условиях карбонатной седиментации в основном осаждались известняки и мергели.

В восточной части Адлерской депрессии на протяжении всего раннего эоцена формировались пестроцветные мергели с прослоями известняков (25–55 м). Аналогичная картина наблюдается в междуречье Бзыби и Апста. На большей части Грузинской глыбы в это время осаждались мелководные известняки с прослоями мергелей. Восточнее Ткибульско-Сачхерской суши наблюдается привнос терригенного материала, обусловивший осаждение здесь карбонатных песчаников.

В юго-восточной части рассматриваемого бассейна (Локско-Карабахская зона) в результате трансгрессии, достигшей этой области в конце раннего эоцена, происходило осаждение конгломератов, песчаников и песчаных известняков.

В среднем эоцене (рис. 5) в Западном флишевом бассейне продолжалось накопление флишоидных образований. Здесь прослеживается следующая закономерность: в западной части бассейна (верховья р. Псоу) осаждались песчаниковые флишоидные образования без примеси карбонатного вещества, в то время, как в восточной части

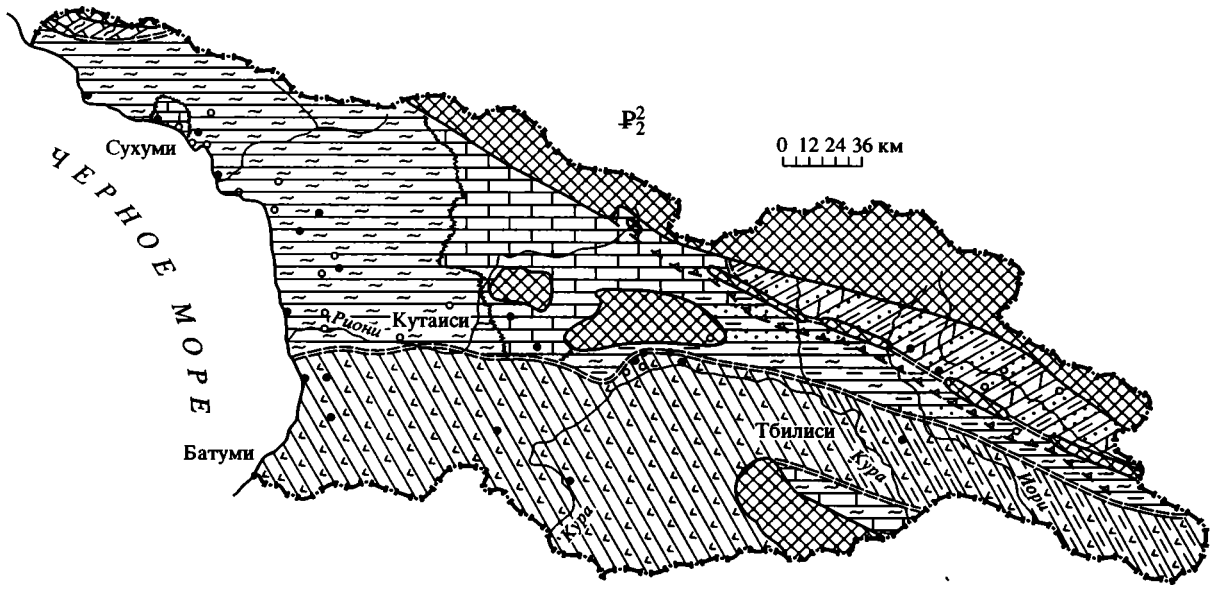


Рис. 5. Палеогеографическая и литофациальная схема Грузии для среднего эоцена (составил Ф.Д. Майсадзе). Условные обозначения см. на рис. 3.

(верховья р. Бзыби) – песчаные кластические известняки и карбонатные аркозово- и граувакково-кварцевые песчаники.

В Восточном флишевом бассейне в среднем эоцене происходило накопление песчаниково-алевролитового флиша (190–200 м), слагающего верхнюю часть квакеврисхевской свиты. В отдельных разрезах (р. Алеура, Пшавская Арагви) в среднеэоценовой части свиты присутствуют кристаллокластические и пепловые туфы трахиандезитового состава, а также прослои туфоаргиллитов. Эти вулканиты, достигающие двухметровой мощности, имеют линзовидные формы.

В эпиконтинентальном бассейне трансгрессия, начавшаяся в палеоцене, достигла своего максимума в среднем эоцене. Морем была покрыта значительная часть Рачинско-Вандамской кордильерной зоны, где начали отлагаться маломощные песчаники, известняки и мергели.

В результате трансгрессии областями осадконакопления становятся отдельные острова, находящиеся в районах Сатанджио, Речхи, Зугдиди, Цхакая и др. В пределах восточного окончания Адлерской депрессии и в большей части Абхазии и Мегрелии, в условиях восстановительной среды морского бассейна, осаждались мергели с сингенетическим пиритом. Исключение составлял район подводного поднятия Нового Афона, где имело место обмеление моря и накапливались нуммулитовые известняки. В пределах Рачинско-Лечхумской синклинали и Квайсинского района в это время отлагались глинистые известняки.

На общем фоне терригенно-карбонатного осадконакопления в отдельные участки эпиконтинентального бассейна с Аджаро-Триалетской зоны (рифтовый бассейн) поступал вулканический пепел, обусловивший образование в этих местах маломощных прослоев кристаллокластического и пеплового туфа основного и среднего состава (с. Ачандара, Нокалакевская антиклиналь, сс. Гачедили, Чквиши и др.). Часть вулканического пепла достигала и флишевого бассейна южного склона Большого Кавказа (р. Алеура, Пшавская Арагви).

Средний эоцен в Аджаро-Триалетском рифтовом бассейне ознаменовался значительными событиями, приведшими эту область к качественно новому этапу развития. В результате растяжения земной коры в центральной зоне погружения возобновился процесс рифтогенеза. Это обусловило начало интенсивной вулканической деятельности, охвативший сначала западную часть бассейна, а затем – восточную. По мере погружения бассейна развивалась трансгрессия.

Рифтогенез, вулканизм и трансгрессия предопределили своеобразие геологического развития Аджаро-Триалетской зоны в среднем эоцене.

Центральная зона погружения, особенно ее западная часть, в результате интенсивных нисходящих движений превратилась в глубоководный трог, где на протяжении среднего эоцена накопились мощные (до 7 км) вулканогенно-осадочные образования. По характеру вулканизма и петрохимическому составу этих образований М.Б. Лорткипанизде (1980) выделены западный и восточный сегменты, в которых наряду с вертикальной зональностью, устанавливается и поперечная.

Западный сегмент образован тремя комплексами пород, соответствующими трем главным этапам вулканизма среднего эоцена. Они пред-

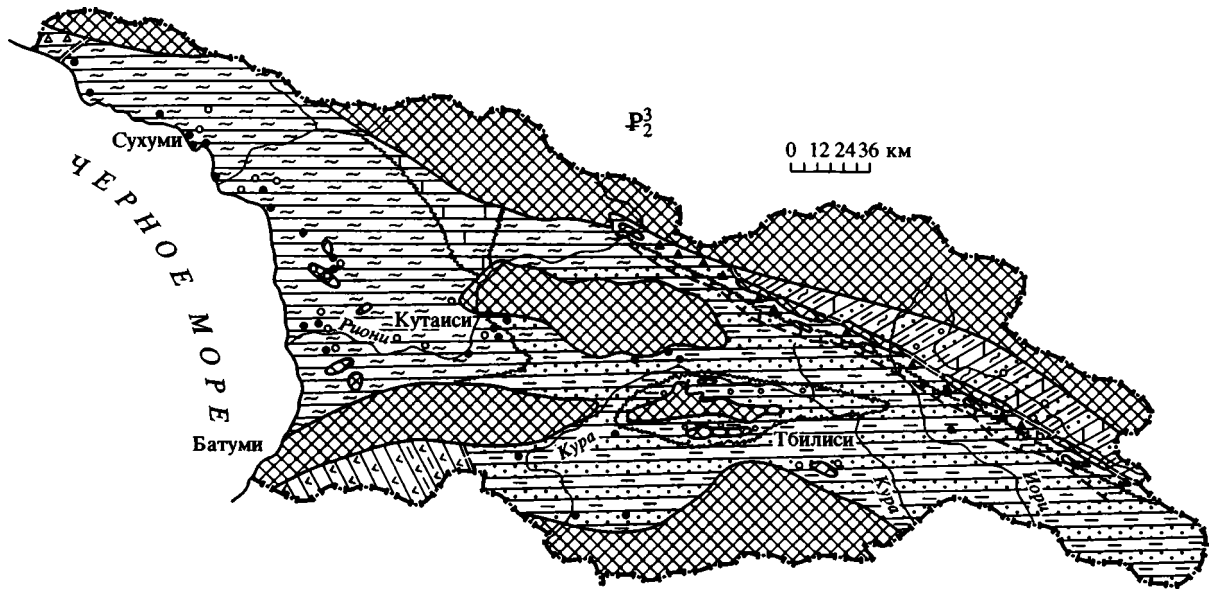


Рис. 6. Палеогеографическая и литофациальная схема Грузии для позднего эоцена (составил Ф.Д. Майсадзе). Условные обозначения см. на рис. 3.

ставлены лавами и вулканокластикой толеитовых роговообманковых и оливиновых базальтов, андезито-базальтами, андезитами, калиевыми и субщелочными базальтами.

В восточном сегменте синхронные образования представлены низкокалиевыми базальтами (осевая зона), шошонитами (северная зона) и субщелочными базальтами (южная зона), сохраняя тем самым поперечную зональность. По данным Г.Ш. Надарейшвили (1981), по характеру проявления палеогенового, как и мелового вулканизма, в Аджаро-Триалетской зоне выделяются три поперечных сегмента, соответствующие трем сегментам, выделенным по структурным признакам (Гамкрелидзе, 1976). Различие между ними проявляется как в характере вулканизма, так и в распределении литофаций и в динамике седиментационного процесса.

В конце среднего эоцена проявление триалетской (древнепиренейской) фазы складчатости в Аджаро-Триалетской зоне привело к частичной инверсии рельефа и регрессии моря, в результате чего центральная часть бассейна, до этого являвшаяся местом интенсивного осадконакопления, превратилась в зону поднятия, разделившую палеогеновый бассейн на северную и южную части (рис. 6).

В результате дифференцированных движений вдоль глубинных разломов (Чохатаурский, Сурамско-Гокишурский) с конца среднего эоцена началось формирование Гурийской депрессии.

В районе г. Тбилиси развиты своеобразные отложения, известные как "конгломераты запутанного напластования" (Абих, 1870). Эти образования по своей природе представляют собой типичные олистостромы, которые мы предлагаем именовать "тбилисскими". В их образовании, по нашему мнению, ведущую роль сыграли тектонические процессы, проявившиеся в конце среднего эоцена, в период максимальной активности триалетской орофазы.

Среднеэоценовая трансгрессия охватила большую часть Артвино-Болнисской суши, которая за исключением незначительной ее части (Храмский и Локский кристаллические выступы) покрылась морем, где накапливались мощные (2–2.5 км) вулканогенно-осадочные образования в виде агломератовых брекчий и лав базальтового состава, слоистых туфов андезито-дацитового и липарито-дацитового состава и игнимбритовых туфов риодацитового состава.

Восточнее полосы Храмско-Локской суши, где ныне среднеэоценовые отложения отсутствуют, по всей вероятности, также существовало эпиконтинентальное море, где осаждались известняки и мергели. Такое допущение основывается, с одной стороны, на факте присутствия обломков среднеэоценовых нуммулитовых известняков в составе верхнеэоценовых "асуретских конгломератов", с другой – на данных бурения в пределах Азербайджана (скв. Дамиртапа, Саджаг и др.), где синхронные отложения представлены, в основном, мергелями.

В позднем эоцене (рис. 6) в результате триалетской (древнепиренейской) и новопиренейской (собственно пиренейской) фаз складчатости в рассматриваемом регионе и во всей Альпийской складчатой системе произошли существенные из-

менения палеогеографического и фациального характера.

Для флишевых и эпиконтинентального бассейнов, где в течение позднего эоцена менялся характер тектонических и фациальных условий, история геологического развития рассматривается раздельно для первой и второй половин позднего эоцена.

В первой половине в Западном флишевом бассейне, по-видимому, продолжалось осадконакопление флишоидных образований. К осадкам данного возраста условно могут быть отнесены немые отложения (аргиллиты, песчаники, мергели), залегающие на фаунистически датированных среднеэоценовых породах (правый склон ущелья р. Пшица).

В Восточном флишевом бассейне продолжалось непрерывное осадконакопление и в начале здесь осаждался алевролитовый флиш (нижняя часть ильдоканской свиты), слагаемый темными фоновыми отложениями (аргиллиты с редкими прослоями мергелей) и турбидитами (алевролиты с прослоями песчаников). Мощность – 300–400 м.

В той части эпиконтинентального бассейна, которая располагалась к югу от Восточного флишевого бассейна и отделялась от него Рачинско-Вандамской кордильерной зоной, в результате позднеэоценовой трансгрессии наблюдается частичное расширение области седиментации.

В остальной части эпиконтинентального бассейна в начале позднего эоцена, как и на большей части Кавказа и Крыма, началось формирование кумской свиты, представленной своеобразной фацией лиролеписовых мергелей (эгрисская свита), возраст которых по сей деть является предметом дискуссии. Исходя из региональных и тектонических соображений, нами эгрисская свита относится к нижней части верхнего эоцена[1].

Образование лиролеписовых мергелей определенно указывает на существенные изменения условий седиментации между средним и поздним эоценом. Изменения эти выразились, в первую очередь, в сероводородном заражении морской среды. Масштабы распространения кумской свиты указывают на региональный характер происшедших фациальных изменений. Исходя из сказанного выше, можно предположить, что временное и частичное замыкание (ослабление связи с открытым морем) большей части Крымско-Кавказского бассейна в начале позднего эоцена, обусловившее сероводородное его заражение, являлось следствием проявления триалетской фазы складчатости. Аналогичный процесс заражения морской среды, но более сильный и больших масштабов, протекал в олигоцене.

Вскоре после осаждения лиролеписовых мергелей полностью возобновилась связь бассейна с открытым морем и установились нормальные условия осадконакопления, начали формироваться клдианская (восточное окончание Адлерской депрессии) и аргветская (в большей части бассейна) свиты.

Вторая половина позднего эоцена ознаменовалась началом проявления новопиренейской фазы складчатости, достигшей своего максимума в период образования олистостромов и "горизонта с включениями" мацестинской свиты.

На южном склоне Большого Кавказа в это время происходило замыкание Западного, а затем (в конце позднего эоцена) и Восточного флишевого бассейнов.

Территория западного флишевого осадконакопления (верховья р. Псоу и Бзыби) со второй половины позднего эоцена превращается в область размыва и вместе с сушей Ахцу-Кацирха становится частью Западного Большекавказского острова.

Как показали литологические и минералогические исследования палеогеновых отложений Абхазской зоны (Майсадзе, 1987), основная часть отмеченного выше острова была образована терригенными, карбонатными и вулканогенными образованиями мезозоя и лишь на Главном Кавказском хребте обнажались кристаллические и метаморфические породы палеозоя. Присутствие в верхней части палеогена (мацестинская и хостинская свиты) ставролита указывает на размыв палеозойской лаштракской свиты (лабинская серия), содержащей в значительном количестве этот минерал.

В пределах Восточного флишевого бассейна со второй половины позднего эоцена наблюдается привнос в значительном количестве терригенного материала и формирование регрессивной верхней части ильдоканиской свиты мощностью 800–1100 м. Свита характеризуется ритмичным чередованием турбидитов и фоновых отложений, соотношение между которыми соответственно – 65–35%.

В дистальном направлении во флишевом бассейне довольно ярко была выражена фациальная зональность.

В южной части бассейна турбидиты превалировали над пелагическими (фоновыми) отложениями. Здесь накопился алевролитово-песчани-

[1] *Примечание редакции.* Кумскую свиту и ее возрастные аналоги в Закавказье – лиролеписовые слои (эгрисскую свиту) автор отнес к верхнему эоцену. Между тем убедительно доказан среднеэоценовый (бартонский) возраст глинисто-мергелистой толщи в Крымско-Кавказской области, формировавшейся в условиях сероводородного заражения. Региональные и тектонические соображения здесь не могут быть приняты в учет, так как геохронологическая шкала строится на другой основе. Действительно, в предвоенные и первые послевоенные годы кумская свита относилась к верхнему эоцену, когда в объем этого подотдела включался бартонский ярус, которому и принадлежит кумская свита. После утверждения Международной палеогеновой подкомиссией ярусов палеогена, в объем среднего эоцена вошли два яруса: лютетский и бартонский.

ковый флиш с примесью карбонатного материала. В отдельные промежутки времени осаждался и грубый флиш в виде горизонтов конгломерат-брекчий (р. Алеура, Меджуда). В это же время в северной части бассейна турбидиты формировались в подчиненном количестве (до 40%) и ильдоканская свита здесь представлена была флишоидными образованиями.

Исходя из сказанного выше можно заключить, что терригенный материал во флишевый бассейн поступал с юга – Рачинско-Вандамской кордильерной зоны. Внутри бассейна существовали также небольшие участки размыва, обусловившие в период наибольшей тектонической активности (соответствующий образованию олистостромов) накопление горизонтов грубого флиша.

В эпиконтинентальном бассейне новопиренейская фаза наиболее ярко проявилась в северо-западной части (восточное окончание Адлерской депрессии) и в полосе развития Рачинско-Вандамской кордильерной зоны. В первом случае со второй половины позднего эоцена происходило интенсивное погружение дна бассейна и формирование предгорного прогиба, где начала формироваться мацестинская свита. Литологический характер и большая мощность последней (350–400 м) по сравнению с нижележащими породами (клдианская и эгрисская свиты – 40–70 м) определенно указывает на ее регрессивный характер. Фаунистическая охарактеризованность и точный возраст горизонтов, слагающих мацестинскую свиту, являющуюся синорогенным образованием, дают полное представление о характере и времени проявления новопиренейской складчатости (Майсадзе, 1984).

Гагрское подводное поднятие, располагавшееся южнее Адлерской депрессии, контролировало распределение терригенного материала между недавно образовавшимся предгорным прогибом и эпиконтинентальным морем с терригенно-карбонатным режимом осадконакопления (Гудаутская депрессия).

В большей части эпиконтинентального бассейна в это время продолжалось осаждение верхних фораминиферовых мергелей (аргветская свита). Лишь в западной части Рачинско-Лечхумской синклинали, к концу позднего эоцена, в относительно мелководных условиях формировались песчаные глауконитовые известняки с прослоями глауконитовых песчаников (с содержанием глауконита до 70%), слагающих агвский горизонт.

Наиболее интенсивно новопиренейская фаза проявилась в полосе развития Рачинско-Вандамской кордильерной зоны. Здесь во второй половине позднего эоцена, когда новопиренейская фаза достигла своего максимума, начали образовываться олистостромы, имевшие в латеральном направлении прерывистое развитие. Мы разделяем мнение, что образование этих олистостромов связано с началом покровообразования на южном склоне Большого Кавказа (Леонов, 1975, Гамкрелидзе, 1977). Однако в отличие от упомянутых и других авторов, часть этих олистостромов (восточнее р. Большая Лиахви) мы не относим к "дикому флишу" и считаем, что верхнеэоценовые олистостромы южного склона Большого Кавказа образовались в одинаковых палеогеографических и тектонических условиях в северной периферийной части Гагрско-Джавской зоны, где существовал эпиконтинентальный режим осадконакопления (Майсадзе, 1994).

В результате начала покровообразования вдоль фронтальной линии надвига флишевых отложений происходило интенсивное разрушение Рачинско-Вандамской кордильерной зоны и перемещение дезинтегрируемого материала в южном направлении, в сторону эпиконтинентального моря. Эти олистостромы, по нашему мнению, являются синхронными образованиями "горизонта с включениями" мацестинской свиты. Они фиксируют момент максимального проявления новопиренейской складчатости, который охватывает вторую половину позднего эоцена полностью и длился 2–3 млн. лет (Майсадзе, 1984).

Учитывая масштабы развития и механизм формирования верхнеэоценовых олистостромов в пределах Альпийской складчатой системы (Леонов, 1981), эти образования следует отнести к "событийным отложениям".

После накопления олистостромов пиренейская фаза складчатости угасает, устанавливаются сравнительно нормальные условия седиментации, и осаждается верхняя часть мацестинской свиты (глинисто-песчанистый горизонт) и следующие над олистостромами нормальноосадочные отложения с включениями. Последние большей частью перекрыты надвинутыми флишевыми образованиями и ныне сохранились лишь в отдельных разрезах (р. Алеура и др.).

В Аджаро-Триалетском рифтовом бассейне позднеэоценовое время ознаменовалось прекращением рифтогенеза и началом режима сжатия и дифференцированных движений (Гамкрелидзе, 1976), что в свою очередь привело к резкому ослаблению вулканизма в большей его части.

Надо предполагать, что центральная часть западного сегмента рассматриваемого бассейна в результате дифференцированных движений с начала позднего эоцена превратилась в сушу, разделившую рифтовый бассейн на две части (рис. 6). На юге осадконакопление продолжалось в Аджарии и Ахалцихской депрессии, а на севере – в Гурийской депрессии и вдоль северной периферии Аджаро-Триалетской зоны.

В пределах южной Аджарии и Ахалцихской депрессии в начале позднего эоцена осаждались вул-

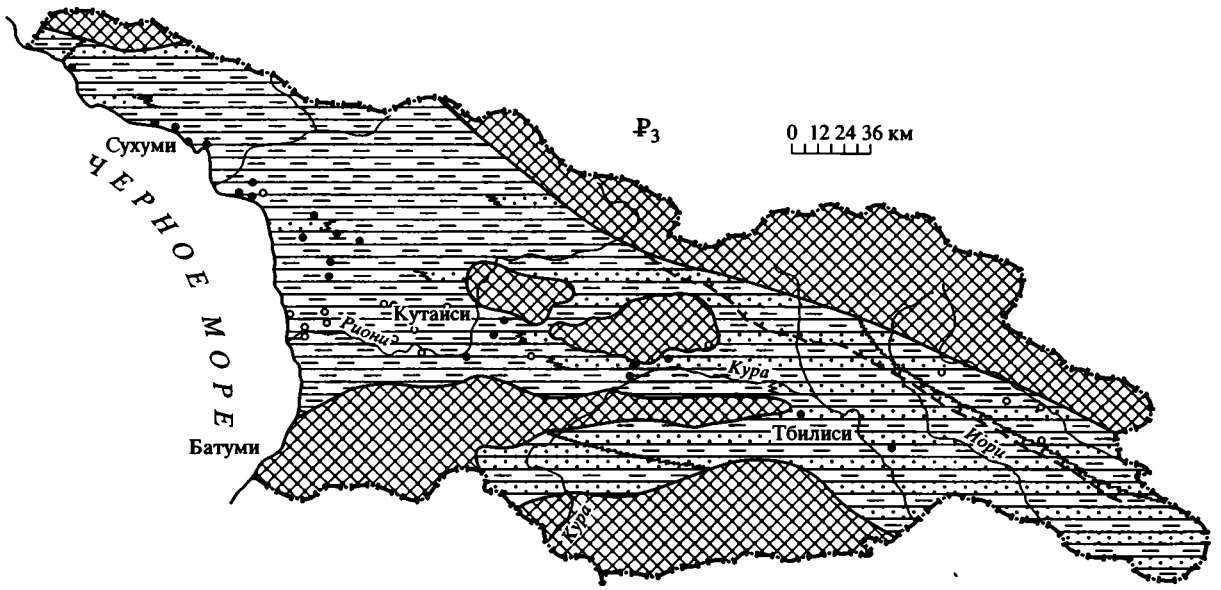


Рис. 7. Палеогеографическая и лито-фациальная схема Грузии для олигоцена (составил Ф.Д. Майсадзе). Условные обозначения см. на рис. 3.

каногенно-осадочные образования адигенской свиты (западнее Адигенского меридиана). Затем, в результате активизации вулканизма, накопилась мощная (2000 м) нададигенская свита. В восточной же части Ахалцихской депрессии в течение всего позднего эоцена осаждались карбонатно-терригенные отложения (110–550 м).

В большей части Гурийской депрессии в рассматриваемое время происходило накопление лиролеписовых и фораминиферовых мергелей.

Восточная часть Аджаро-Триалетского бассейна в позднем эоцене в основном сохранила свои прежние границы. Лишь внутри бассейна вновь обнажилась Триалетская кордильера, севернее которой в начале осаждались лиролеписовые мергели, а затем – песчаники и глины с прослоями конгломератов. Южнее кордильеры в это время отлагались битуминозные глины с прослоями граувакковых песчаников.

В олигоцене (рис. 7), наряду с палеогеографическими изменениями, установились своеобразные условия седиментации, обусловившие накопление майкопской серии.

К началу олигоцена, как было отмечено, прекратил существование Восточный флишевый бассейн, став частью Восточно-Большекавказского острова. В результате воздымания флишевого трога, по всей вероятности, произошла ингрессия. Море перекрыло Рачинско-Вандамскую кордильерную зону, где с олигоцена начала отлагаться свита кинта (олигоцен–нижний миоцен), представленная чередованием рыхлых песчаников и глин майкопского типа мощностью 300–400 м.

В эпиконтинентальном бассейне, за исключением его северо-западной части (восточное окончание Адлерской депрессии), установились своеобразные фациальные условия. В результате трансгрессии в центральной части Ткибульско-Сачхерской суши образовался полузамкнутый бассейн (рис. 7), где в начале отлагались песчаники подрудного горизонта Чиатурского марганцевого месторождения. Затем стал формироваться рудный горизонт, представленный кремнисто-цеолитовыми туфами и туффитами. Перекрывается рудный горизонт глинистыми и спонголитовыми песчаниками, постепенно замещающимися в восточном направлении глинами (Дзоценидзе, 1965).

Аналогичное фациальное замещение силицитов происходило западнее Ткибульско-Сачхерской суши в восточной Мегрелии.

Не касаясь вопроса происхождения марганцевых руд Чиатурского месторождения, о котором существуют противоречивые мнения, отметим лишь, что одним из решающих факторов, предопределившим образование Чиатурского месторождения, являлась палеогеографическая обстановка – полузамкнутый бассейн, способствующий концентрации марганца на небольшой площади.

В большей части эпиконтинентального бассейна в начале олигоцена происходило дальнейшее прогибание депрессионных частей и образование некомпесированных прогибов, где продолжалось непрерывное осадконакопление (Гудаутская и Очамчирская депрессии, междуречье Куры и Иори и др.). В условиях нормальной солености моря в это время начала накапливаться хадумская свита, представленная карбонатными глинами

(карбонатность вверх по разрезу снижается) с прослоями песчаников и мергелей. В литологическом отношении свита характеризуется выдержанностью и является маркирующим. Ее мощность изменчива – 70–80 м и более.

На отдельных участках бассейна (р. Гумиста) обитала своеобразная ихтиофауна в виде светящихся рыб (Данильченко, 1960), которые в современных водоемах обитают на глубине не менее 1000 м.

Исходя из специфичности майкопского моря, нам представляется, что аналогичные условия морской среды в начале олигоцена могли возникнуть и на меньших глубинах (500–600 м). В районе р. Гумиста в начале олигоцена, судя по лито-фациальному характеру олигоценовых отложений и исходя из геологических соображений, большие глубины не могли существовать. Появление там светящихся рыб, по-видимому, было обусловлено поступлением значительных масс пелитового вещества, вызвавших поднятие нижнего уровня фотического слоя морской воды, что и предопределило появление на сравнительно небольших глубинах этих рыб.

В конце раннего олигоцена наблюдается заражение морской среды сероводородом и формирование отложений типично майкопской фации, представленной битуминозными бескарбонатными гипсоносными глинами с прослоями песчаников. Эти отложения в значительном количестве содержат остатки чешуи рыб. Максимальная мощность майкопской серии – 3000 м (Лалиев, 1964).

Фациальный характер однообразной по литологическому составу майкопской серии указывает на накопление ее в плохо аэрируемой среде, ниже нормального базиса действия волн, в условиях стагнации, когда происходит частичное или полное сероводородное заражение морского бассейна.

Исходя из биоты, геохимии и литологии майкопской серии можно заключить, что она образовалась в условиях, близких к "модели Черного моря", которая считается типичным примером замкнутого бассейна (Хэллем, 1983).

Следует предполагать, что накопление в осадке значительной массы органического вещества (поступавшего вследствие разложения опускавшихся на дно отмерших организмов) в условиях восстановительной среды, обусловило также образование сингенетического пирита. Замедленное разложение органического вещества в водах, зараженных сероводородом, определило темную окраску пород майкопской серии, как и лиролеписовых мергелей верхнего эоцена.

В предгорном прогибе восточного окончания Адлерской депрессии в олигоцене продолжалось погружение и привнос песчаного материала, обусловившего там накопление хостинской (толстослоистые песчаники – 400–450 м), а затем сочинской (песчанистые глины с прослоями песчаников – 550 м) свит.

В пределах Аджаро-Триалетского рифтового бассейна непрерывное осадконакопление в олигоцене продолжалось лишь в восточной его части, в то время как в западной – морские условия сохранились только в районах Ахалцихской (восточнее Адигенского меридиана) и Гурийской депрессии (рис. 7).

В Ахалцихской депрессии, в условиях полузамкнутого бассейна, в это время отлагались нормально-осадочные породы в виде грубозернистых песчаников и глин (Зиракадзе, 1982).

Актуален вопрос об источнике терригенного материала для всего майкопского олигоценово-раннемиоценового бассейна Крымско-Кавказского региона. Он требует дальнейшего изучения и решения, так как по нему существуют разные точки зрения (Мирчинк, Шурыгин, 1974, Копп, Щерба, 1985, Майсадзе, 1987, Столяров, Ивлева, 1989 и др.). Местные источники сноса на рассматриваемой территории, по нашему мнению, вряд ли могли дать требуемое количество терригенного материала.

В заключение, оценивая в общих чертах климатические и гидрологические условия в бассейне и на прилегающей к нему суше в течение палеогенового периода, можно отметить, что рассматриваемый бассейн принадлежал к морям гумидной зоны. Морская среда, существовавшая здесь в палеоцене и эоцене, судя по обитавшей в ней фауне, в основном, характеризовалась нормальной соленостью и соответствовала нормально-морским, близким к океаническим условиям.

ВЫВОДЫ

Проведенные работы позволили составить детальные палеогеографические и лито-фациальные схемы территории Грузии для отдельных эпох палеогена и выявить следующие характерные особенности ее геологического развития:

1) изученная территория – часть активной северной континентальной окраины Тетиса, где была развита система островных дуг, окраинных и внутридуговых бассейнов, характеризовалась сложной историей геологического развития;

2) в течение палеогена в несхожих геодинамических условиях шло накопление формации трех типов: флишевой, эпиконтинентально-морской и вулканогенно-осадочной;

3) Рачинско-Вандамская кордильерная зона, расположенная вдоль южного борта Восточного Большекавказского флишевого бассейна, ныне перекрытая полностью надвинутыми флишевыми образованиями, являлась основным поставщиком терригенного материала для турбидных потоков флишевого бассейна;

4) корреляция олистостромов южного склона Большого Кавказа с аналогичными образованиями смежных районов позволяет установить их возраст, отнеся их к верхней части верхнего эоцена и считая синорогенными и синхронными образованиями "горизонта с включениями" мацестинской свиты;

5) становление олистостромов, по-видимому, связано с началом процесса покровообразования на южном склоне Большого Кавказа. Масштабы их развития в пределах Альпийской складчатой системы позволяют верхнеэоценовые олистостромы отнести к "событийным отложениям";

6) фациальный анализ верхнеэоценовых образований восточного окончания Адлерской депрессии и характер тектонического развития последней, позволяют установить время начала и продолжительность новопиренейской складчатости. В частности, установлено, что эта фаза полностью охватывает вторую половину позднего эоцена (соответствующую времени накопления мацестинской свиты), с продолжительностью 2–3 млн. лет;

7) пиренейская эпоха тектогенеза (древне- и новопиренейская фазы складчатости) в пределах рассматриваемой территории, как и на Кавказе в целом, проявилась не везде с одинаковой интенсивностью. Древнепиренейская (триалетская) фаза нашла наиболее яркое выражение в Аджаро-Триалетской зоне, а новопиренейская – на южном склоне Большого Кавказа;

8) степень сжатия Восточного Большекавказского палеогенового флишевого бассейна составляет 45–50%, а субплатформенного бассейна Ксанско-Аркальского параавтохтона – 25–30%. Суммарная амплитуда шарьирования покровных пластин, перекрывших палеогеновую часть южного склона Большого Кавказа – 9–12 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абих Г. Отчет комиссии, назначенной для исследования тифлисских минеральных источников. Тифлис. 1870. 136 с.

Адамия Ш.А. и др. Палеомагнетизм верхнемеловых пород Южной Грузии и его геологическая интерпретация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 5. С. 40–57.

Борукаев Ч.Б. О палинспастических построениях // Геотектоника. 1970. № 6. С. 23–29.

Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 225 с.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 80 с.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Основные черты тектоники Кавказа и Западных Карпат // Тр. геол. ин-та им. Д. Штура. Братислава, 1978. № 69. С. 21–51.

Данильченко П.Г. Костистые рыбы майкопских отложений Кавказа // Тр. Палеонт. ин-та АН СССР. 1960. Т. 78. 208 с.

Дзоценидзе Г.С. О генезисе Чиатурского месторождения марганца // Литология и полезн. ископаемые. 1965. № 1. С. 3–17.

Зиракадзе Р.М. К вопросу о стратиграфическом расчленении олигоценовых отложений Ахалцихской депрессии // Сообщ. АН ГССР. 1982. Т. 105. № 1. С. 85–88.

Келлер Б.М., Меннер В.В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1945. Т. 20. Вып. 1–2. С. 83–100.

Копп М.Л., Щерба И.Г. История позднеальпийского развития Восточного Кавказа // Геотектоника. 1985. № 6. С. 94–108.

Лалиев А.Г. Майкопская серия Грузии. М.: Недра, 1964. 308 с.

Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 138 с.

Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 171 с.

Лорткипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика Центрального сегмента средиземноморского складчатого пояса // Тр. ГИН АН ГССР. 1980. Вып. 69. 162 с.

Лорткипанидзе М.Б. и др. Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа) // Докл. 27-го Межд. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 72–83.

Майсадзе Ф.Д. О новопиренейской складчатости на Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 148–152.

Майсадзе Ф.Д. Новые данные об эоценовых нормально-осадочных образованиях Квайсинского района // Сообщ. АН ГССР, 1986. Т. 121. № 1. С. 129–132.

Майсадзе Ф.Д. Палеогеография Абхазии в палеогеновое время. Тбилиси: Мецниереба, 1987. 90 с.

Майсадзе Ф.Д. О верхнеэоценовых олистостромах Южного склона Большого Кавказа // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 95–102.

Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М.: Наука, 1972. 160 с.

Надарейшвили Г.Ш. Меловой вулканизм Аджаро-Триалети. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 139 с.

Салуквадзе Н.Ш. Стратиграфия палеоцена и эоцена Южного склона Большого Кавказа и Закавказского межгорного прогиба (Грузия). Автореф. дис. ... док. геол. наук. Тбилиси: ГИН АН Грузии, 1993. 38 с.

Саркисян О.А. и др. Фациально-палеогеографические обстановки позднего эоцена и раннего олигоцена Закавказья // Изв. АН АрмССР. Науки о земле, 1987. Т. XL. № 2. С. 3–12.

Столяров А.С., Ивлева Е.И. О необычной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полезн. ископаемые. 1989. № 1. С. 52–65.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 326 с.

Adamia Sh. et al. Geological backgroud of the Caucasus and Adjacent area // Geological events on Cretaceou–Paleogene Boundary (International Symposium). Tbilisi, 1991. P. 18–51.

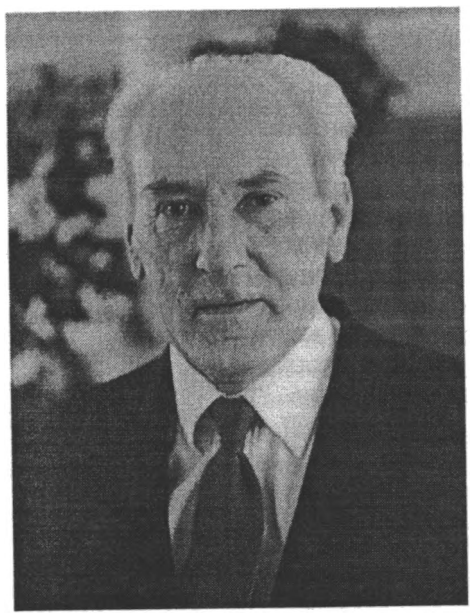
Gamkrelidze I. Geodinamic evolution of the Caucasus and adyacant areas in Alpine time // Tectonophysics. 1986. V. 127. P. 261–277.

Рецензент М.А. Ахметьев

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1998, том 6, № 3, с. 109–110

УДК 092(55)

ПАМЯТИ ВАЛЕРИЯ ИВАНОВИЧА ЯРКИНА (1925–1996)



18-го ноября 1996 г. умер Валерий Иванович Яркин – ведущий специалист по стратиграфии и палеонтологии палеогена, один из составителей первого отечественного Стратиграфического кодекса, старейший научной сотрудник ВСЕГЕИ.

В.И. Яркин родился 15 сентября 1925 г. в г. Тутаеве (Романов-Борисоглебске) Ярославской области в семье учителей. В канун Великой Отечественной войны он закончил среднюю школу, после чего, почти в течение года, работал токарем на Рыбинском авиационном заводе. Весной 1942 г. поступил в авиационный техникум в г. Рыбинске. В дальнейшем он с благодарностью вспоминал учителей техникума – эвакуированных преподавателей ленинградских вузов. В 1945 г. был принят на первый курс Московского авиационного института, в котором проучился всего год, после чего поступил на геологический факультет Ленинградского государственного университета. Смена вузов была не случайной: еще в детские годы у Валерия Ивановича пробудился интерес к естествознанию.

По окончании университета (1951 г.) В.И. Яркин был сразу же зачислен в аспирантуру по кафедре исторической геологии, где под руководством профессора И.А. Коробкова защитил кандидатскую диссертацию на тему "Стратиграфия и фауна моллюсков нижнего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья". Материал для диссертации был собран в Тургайской экспедиции ВСЕГЕИ, в которой он работал параллельно с занятиями в университете. Успехи молодого исследователя были столь значительными, что вскоре же В.И. Яркин был избран на должность старшего научного сотрудника ВСЕГЕИ и вся его дальнейшая жизнь была связана с этим институтом. По трем главным направлениям развивались его исследования: стратиграфия и фауна палеогена огромной территории страны, общие вопросы стратиграфической классификации и терминологии и геологическое картирование.

Исследования Валерия Ивановича охватили Прикаспийскую низменность, Волго-Уральскую область, Украину, Кавказ, Западную Сибирь, Западный Казахстан, Среднюю Азию. Монографическое изучение палеогеновых моллюсков Нижнего Поволжья и Общего Сырта позволили ему впервые провести более детальное расчленение и корреляцию разрезов палеогена всей Волго-Уральской области (1961 г.). Большим коллективом биостратиграфов под его руководством были существенно уточнены объемы и границы верхнего и среднего эоцена Европейской части СССР, Западной Сибири и Средней Азии (1966, 1973 гг.). Выработанная при этом методика корреляции по разным группам фауны и флоры позволила дать

комплексную характеристику стратотипических и парастратотипических разрезов палеогена юга СССР (1977 г.). Как выдающийся знаток стратиграфии палеогена, Валерий Иванович был автором соответствующих разделов в обоих изданиях фундаментальных монографий "Геологическое строение СССР" (1958, 1968 гг.) и "Геологическое строение и минерагения СССР", в палеогеновом томе "Стратиграфия СССР" (1975 г.), а также автором описаний многих стратонов в "Стратиграфических словарях СССР" (1956, 1982 гг.). В 1978 г. академик В.В. Меннер передал В.И. Яркину руководство Комиссией по палеогеновой системе Межведомственного стратиграфического комитета. Комиссия в 80-е годы провела крупные стратиграфические совещания и выездные сессии (Карпаты, 1982 г. и др.), которые сопровождались экскурсиями на опорные разрезы палеогена. В 1980–1983 гг. В.И. Яркиным составлена первая унифицированная стратиграфическая схема палеогена Кавказа, а в 1994 г. была завершена большая работа по межрегиональной корреляции палеогена территории Русской платформы, Урала и Западной Сибири.

С образованием в МСК Комиссии по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуры в 1965 г., В.И. Яркин стал одним из наиболее активных членов ее бюро. Его работа шла по двум направлениям: подготовке первого отечественного "Стратиграфического кодекса" и руководству подкомиссией по корреляционным стратиграфическим схемам. Именно Валерий Иванович подготовил в 1967 г. первый вариант проекта кодекса, материалы которого были широкого использованы в дальнейшем при составлении окончательного варианта. Он был среди основных составителей и членов редколлегии обоих изданий Стратиграфического кодекса (1977, 1992 гг.). Особое значение имела его необычайно тщательная работа по апробации и общей оценке всех фанерозойских стратиграфических схем, принимаемых региональными совещаниями. Через руки В.И. Яркина прошли многие десятки схем, авторы которых получали от него бесценные советы и методические указания.

В.И. Яркин был членом Бюро МСК, членом его постоянных комиссий: Среднеазиатской и Кавказской региональных, по неогеновой системе и опорным разрезам; он принимал деятельное участие в работе региональных совещаний – от Прибалтики до Дальнего Востока, что обеспечивало строгое соблюдение требований "Стратиграфического кодекса" при обсуждении корреляционных схем и подготовке решений.

Третье направление деятельности В.И. Яркина было связано с геологическим картографированием. В 70-е годы во ВСЕГЕИ совместно с территориальными геологическими управлениями и организациями других ведомств была составлена Геологическая карта Кавказа в масштабе 1 : 500000 под редакцией академика Д.В. Наливкина. В.И. Яркину, как заместителю главного редактора, пришлось проводить очень сложную организационную работу по согласованию иногда диаметрально противоположных точек зрения геологов разных школ. Только благодаря такта и дипломатического таланта Валерия Ивановича карта была успешно завершена и опубликована в 1976 г. В.И. Яркин был соредактором Геологической карты Азербайджанской ССР (1 : 500000, 1975 г.) и соавтором Тектонической карты СССР (1 : 2500000, 1966 г.).

Много времени и сил В.И. Яркин уделял работе в Научно-редакционном совете и Кураторской группе Министерства геологии. Геологи производственных организаций России и бывших союзных республик с благодарностью вспоминают его консультации и лекции на курсах по повышению квалификации во ВСЕГЕИ, на которых он талантливо передавал им свой большой опыт и знания.

В начале 80-х годов Валерий Иванович был приглашен на геологический факультет СПб Государственного университета, где вел разделы по кайнозою курсов "Стратиграфический практикум" и "Дополнительные главы по исторической геологии". Он с энтузиазмом взялся за новое для себя дело и отнесся к нему с большой заинтересованностью; тщательно готовился к занятиям, стараясь использовать различные приемы преподавания, волновался перед каждой встречей со студентами и интересовался результатами своих занятий. Отсутствие формализма и серой обыденности отличало его лекции, научные экскурсии и семинары. При этом В.И. Яркин каждый раз старался на конкретном материале по палеогену или неогену показать общие подходы к решению стратиграфических и теоретических проблем геологии.

Широк был круг интересов Валерия Ивановича и вне геологии. Это фотография и любительское кино, целеустремленные наблюдения жизни животных, путешествия на мотоцикле, плавание на собственной яхте, рисование пером и, конечно, книги.

В.И. Яркин был доброжелательным человеком и прирожденным методистом с философским складом ума, его отличало обостренное чувство ответственности за любое начатое дело, а энциклопедические знания снискали ему неизменный авторитет в самых широких кругах специалистов.

Светлая память об известном палеонтологе и геологе, талантливом и душевно щедром человеке Валерии Ивановиче Яркине сохранится у всех, кто его знал, с ним работал, у него учился.

Б.С. Соколов, А.И. Жамойда, Б.А. Борисов, Л.А. Панова, В.А. Прозоровский, К.Э. Якобсон

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1998, том 6, № 3, с. 111–112

УДК (063):56(11)+551.731.76

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ЮЖНОЙ ПАЦИФИКИ

(Международная конференция, Бангкок, 19–24 августа 1997 г.)

© 1998 г. Ю. Д. Захаров

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022 Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159, Россия

Поступила в редакцию 22.09.98 г.

С 29 по 24 августа в Бангкоке (Таиланд) состоялась Международная конференция по стратиграфии и тектонической эволюции Юго-Восточной Азии и Южной Пацифики, в которой приняли участие 430 представителей из 24 стран: Австралии (6), Великобритании (7), Вьетнама (6), Германии (6), Индонезии (1), Индии (1), Ирана (1), Камбоджи (2), Канады (1), КНР (7), Лаоса (5), Малайзии (3), Маянмара (4), Новой Гвинеи (2), Новой Зеландии (4), Папуа (2), России (1), Сингапура (1), США (3) и Таиланда (преобладающее большинство участников). Конференция, проводившаяся в отеле "Сиам-Сити", была организована Геологической службой (отделом минеральных ресурсов) Таиланда. Научную сессию открыл министр индустрии П. Аттавипэт (P. Attavipat).

С заказными докладами по общим вопросам геологии, окружающей среды и минеральным ресурсам выступили Н. Мантаджит (N. Mantajit, Геологическая служба Таиланда), У.С. Файф (W.S. Fyfe, Ун-т Зап. Онтарио), Дж. А Грэнт-Мекки (J.A. Grant-Mackie, Оклендский ун-т Новой Зеландии), Дж. Б. Уотерхауз (J.B. Waterhouse, Оэмару, Новая Зеландия), М. Вилайхонз (M. Vilaihongs, Отдел геологии и рудников Лаоса), К. Фуансуазди (K. Fuangswasdi, "Централ Плаза", Бангкок), Дж. Хинтон (J. Hinton, "Таксекоу эксплорейшн", Таиланд).

Основные доклады научной сессии были посвящены трем проблемам: 1) стратиграфии и палеонтологии, 2) тектонике и 3) экономическим проблемам добычи нефти, газа и некоторых других полезных ископаемых.

По палеонтолого-стратиграфической тематике было подготовлено 30 докладов. Неоглашенные доклады Г. Фонтаэна (H. Fontaine, Франция) и С. Солиапонзы (S. Solyapongse, Геологическая служа Таиланда) содержат информацию по малоисследованной каменноугольной системе Таиланда. Впервые были изложены данные по разнообразному комплексу визейско-серпуховских кораллов. Дж Г.С. Гудолл (J.G.S. Goodall, Нордвич, Великобритания) с соавторами привели сведения о раннекаменноугольной палинофлоре Таиланда. Т. Ишибаши (T. Ishibashi), М. Фуджикава (M. Fujikawa, Ун-т Кюсю), Н. Накорнсри (N. Nakornsri, Геологическая служба Таиланда) и Г.Р. Ши (G.R. Shi, Дикинский ун-т Австралии) с соавторами получили оригинальные материалы по биостратиграфии, аммоноидеям и брахиоподам верхнего палеозоя Таиланда. К. Шашида (K. Shashida, Ун-т в Цкуба) и Н. Накорнсри (N. Nakornsri, Геологическая служба Таиланда) показали значение раннепермских фаун радиолярий из кремней формации Хану Таиланда для палеогеографических построений. Доклад Ю.Д. Захарова (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН) с соавторами был посвящен детальной корреляции перми Приморья и Китаками (Япония) на основе новых палеонтологических и геохимических данных. В перми Япономорского района (Приморье, Китаками) различаются пять событий, установленных по высокому содержанию тяжелого изотопа углерода в органогенных карбонатах: 1) артинско-раннеболорское (4.7‰), 2) раннемидийское (до 4.5‰), 3) среднемидийское (3.2–3.7‰), 4) позднемидийское (3.2–4.1‰) и 5) раннеджульфинское (4.0‰). Они могут быть объяснены высокой биопродуктивностью дальневосточных бассейнов того времени, связанной с трансгрессиями и теплым гумидным климатом. Границу мидийского и джульфинского ярусов в Китаками предлагается проводить в 7 м ниже кровли формации Канокура, где установлены мшанки, характерные для людянзинского горизонта (джульфинский ярус) Южного Приморья. Х.Дж. Кемпбелл (H.J. Campbell, Ин-т геологических и ядерных наук, Новой Зеландии) привел оригинальные данные по крупнейшим в мире двустворчатым моллюскам (Alatoconchidae), встреченным в средней перми Таиланда. Эти гигантские раковины, детально исследованные автором, достигают двух метров в ширину и более шести метров в длину. Новая байосская фауна моллюсков, судя по сообщению В. Хук (V. Khuc, Геологическая служба Вьетнама) и Дж. А. Грант-Мэкки (J.A. Grant-Mackie, Оклендский ун-т), недавно была открыта в средней части формации Ланга в южном Вьетна-

ме. Доклад Т. Дзиньань (T. Jinnan, Китайский ун-т геологических наук) был посвящен циклостратиграфии грисбахских глинисто-карбонатных отложений нижнего триаса разреза Мейшань Юго-Восточного Китая, отражающей климатические циклы рубежа перми и триаса. П. Чаодумрон (P. Chaodumrong, Геологическая служба Таиланда) и К. Беррет (C. Barret, Тасманский ун-т) привели данные по литофациям верхнетриасовых отложений формации Фа Даен северного Таиланда и палеотечениям. Д.Ву Хук (D.Vu Khuc, Геологическая служба Вьетнама) и Дж. Грент-Мэкки (J. Grant-Mackie, Оклендский ун-т) привели описание недавно обнаруженной раннебайосской фауны моллюсков формации Ланга Южного Вьетнама. Доклад Э. Бюффэто (E. Buffetaut, Бургонский ун-т) с соавторами был посвящены новым находкам позднеюрских и нижнемеловых динозавров в северо-восточном Таиланде, свидетельствующим об их иммиграции из Европы. В. Писсуда-Арнонд (V. Pisutha-Arnond, Чулалонкорнский ун-т), с соавторами привели данные по изотопам серы и кислорода гипс-ангидритовой формации Фичит-Нахон Саван Таиланда мезозойского возраста. Судя по незачитанному докладу Лэй Цзо-ци (Lei Zuo-qi, Центр научных и технологических исследований Китая) палинологическая последовательность формаций Южного Китая третичного возраста отражает климатические условия того времени. Согласно этим данным, наибольшее похолодание климата приходится на время формирования раннемиоценовой формации Чжухай (Zhuhai). Потепление климата отмечается в среднем миоцене, времени образования формации Ханьцзян (Hanjiang). Доклад А.М. Якзана (A.M. Yakzan, Сетангор) был посвящен проблеме климата раннего миоцена (по данным палинологии). Х. Дзямао (H. Jiamao, Ин-т геологии, Пекин) с соавторами привели материалы по био- и магнитостратиграфии лёссовых отложений формаций Малань, Лиши и Учэн (Malan, Lishi, Wucheng) четвертичного возраста. Общие вопросы по тектонической эволюции Юго-Восточной Азии были изложены в докладах И. Меткалфе (I. Metcalfe, Ун-т в Нью Ингленд Австралии), С. Хада (S. Hada, Ун-т в Кобе), К. Уакита (K. Wakita, Геологическая служба Японии) и ряда других исследователей. Согласно данным по радиополяриям, приводимым И. Меткалфе, океан Палеотетис открылся в среднем–позднем девоне и закрылся в триасе. Из докладов, связанных с нефтегазоносной тематикой, наибольший интерес вызвали сообщения К. Фуансуазди (K. Fuangswasdi), П. Чиапрасерт (P. Chiaprasert, "Централ Плаза", Таиланд), Р.Х. Финдлея (R.H. Findlay), В. Писуда-Арнонда (V. Pisutha-Arnond, Геологическая служба Таиланда).

Конференция подвела итог новейшим достижениям в области геологических исследований обширных территорий Юго-Восточной Азии и Южной Пацифики, наметила пути дальнейших работ, связанных с проблемами стратиграфии, палеонтологии, тектоники и минеральных рисурсов.

Рецензент М.А. Семихатов

Сдано в набор 25.01.98 г. Подписано к печати 30.03.98 г. Формат бумаги 60 × 88 1/8
Офсетная печать Усл. печ. л. 14.0 Усл. кр.-отт. 4.1 тыс. Уч.-изд. л. 15.1 Бум. л. 7.0
Тираж 282 экз. Зак. 3711

Отпечатано в типографии "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Международная академическая издательская компания "Наука" информирует о том, что завершился конкурс на лучшие публикации 1997 года в издаваемых ею журналах.

Лауреатами Премий МАИК "Наука" за 1997 год по группе **наук о Земле** стали авторы следующих публикаций:

ГЛАВНАЯ ПРЕМИЯ

Дистлер В.В., Лаверов Н.П., Митрофанов Г.Л.

"Поведение элементов платиновой группы в черносланцевых толщах: модель формирования гигантских скоплений".

"Геология рудных месторождений", "Доклады Академии наук"

ПРЕМИИ

1. Яременко Ю.В.

"Причины и последствия экономического кризиса".

"Проблемы прогнозирования"

2. Барсуков В.Л., Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Коваленко Н.И., Князева С.Н.

"Физико-химическое термодинамическое компьютерное моделирование геохимических процессов формирования химического состава подземных вод глубоких зон земной коры и гидротермальных растворов".

"Геохимия", "Доклады РАН"

3. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Лисицын А.П.

"Современные минералообразующие процессы в спрединговых центрах Мирового океана".

"Геология рудных месторождений", "Доклады РАН", "Океанология"

4. Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Юнге С.Л.

"Напряженное состояние сейсмичность стабильных блоков литосферы".

"Физика Земли","Доклады РАН"

5. Леонов Ю.Г.

"Тектоника, геодинамика и напряженное состояние земной коры древних платформ".

"Геотектоника", "Стратиграфия. Геологическая корреляция"

6. Перчук Л.Л., Геря Т.В., Сафонов О.Г., Соболев Н.В., Янаскурт В.О., Шацкий В.С., Ван Р.Д., Смит А., Окай А., Вэлли Д.

"Проблема метаморфизма, включая новые методы восстановления P-T трендов, и разработки геодинамических моделей метаморфизма".

"Петрология"

7. Холодов В.Н.

"Новая концепция фосфоритообразования".

"Литология и полезные ископаемые"

8. Чувашов Б.И.

"Кунгурский ярус пермской системы (проблемы выделения и корреляции)".

"Стратиграфия. Геологическая корреляция"

Индекс 73390

"НАУКА" ♦♦♦♦ МАИК "НАУКА" ♦♦♦♦ "ИНТЕРПЕРИОДИКА"

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Агрохимия	*Agricultural Chemistry*
Акустический журнал	*Acoustical Physics*
Астрономический вестник	*Solar System Research*
Астрономический журнал	*Astronomy Reports*
Биология моря	*Russian Journal of Marine Biology*
Биоорганическая химия	*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*
Биофизика	*Biophysics*
Биохимия	*Biochemistry (Moscow)*
Вестник РАН	*Herald of the Russian Academy of Sciences*
Водные ресурсы	*Water Resources*
Вопросы ихтиологии	*Journal of Ichthyology*
Высокомолекулярные соединения	*Polymer Science. Series A* *Polymer Science. Series B*
Генетика	*Russian Journal of Genetics*
Геология рудных месторождений	*Geology of Ore Deposits*
Геотектоника	*Geotectonics*
Геохимия	*Geochemistry International*
Геоэкология	*Environmental Geoscience*
Государство и право	
Доклады академии наук	*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Doklady Physics* *Doklady Earth Sciences*
Журнал аналитической химии	*Journal of Analytical Chemistry*
Журнал вычислительной математики и математической физики	*Computational Mathematics and Mathematical Physics*
Журнал неорганической химии	*Russian Journal of Inorganic Chemistry*
Журнал общей химии	*Russian Journal of General Chemistry*
Журнал органической химии	*Russian Journal of Organic Chemistry*
Журнал прикладной химии	*Russian Journal of Applied Chemistry*
Журнал физической химии	*Russian Journal of Physical Chemistry*
Журнал эволюционной биохимии и физиологии	*Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology*
Защита металлов	*Protection of Metals*
Зоологический журнал	*Russian Journal of Zoology*
Известия АН. Серия биологическая	*Biology Bulletin*
Известия АН. Серия литературы и языка	
Известия АН. Теория и системы управления	*Journal of Computer and Systems Sciences International*
Известия АН. Физика атмосферы и океана	*Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*
Кинетика и катализ	*Kinetics and Catalysis*
Коллоидный журнал	*Colloid Journal*
Координационная химия	*Russian Journal of Coordination Chemistry*
Космические исследования	*Cosmic Research*
Кристаллография	*Crystallography Reports*
Лесоведение	*Russian Forest Sciences*
Литология и полезные ископаемые	*Lithology and Mineral Resources*
Микробиология	*Microbiology*
Микроэлектроника	*Russian Microelectronics*
Молекулярная биология	*Molecular Biology*
Неорганические материалы	*Inorganic Materials*
Нефтехимия	*Petroleum Chemistry*
Океанология	*Oceanology*
Онтогенез	*Russian Journal of Developmental Biology*
Оптика и спектроскопия	*Optics and Spectroscopy*
Палеонтологический журнал	*Paleontological Journal*
Петрология	*Petrology*
Письма в Астрономический журнал	*Astronomy Letters*
Почвоведение	*Eurasian Soil Science*
Приборы и техника эксперимента	*Instruments and Experimental Techniques*
Прикладная биохимия и микробиология	*Applied Biochemistry and Microbiology*
Проблемы прогнозирования	*Studies on Russian Economic Development*
Программирование	*Programming and Computer Software*
Радиохимия	*Radiochemistry*
Радиотехника и электроника	*Journal of Communications Technology and Electronics*
Стратиграфия. Геологическая корреляция	*Stratigraphy and Geological Correlation*
Теоретические основы химической технологии	*Theoretical Foundations of Chemical Engineering*
Теплофизика высоких температур	*High Temperature*
Теплоэнергетика	*Thermal Engineering*
Труды Математического института имени В.А. Стеклова	*Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics*
Физика Земли	*Izvestiya, Physics of the Solid Earth*
Физика и химия стекла	*Glass Physics and Chemistry*
Физика металлов и металловедение	*The Physics of Metals and Metallography*
Физика плазмы	*Plasma Physics Reports*
Физиология растений	*Russian Journal of Plant Physiology*
Физиология человека	*Human Physiology*
Химия высоких энергий	*High Energy Chemistry*
Экология	*Russian Journal of Ecology*
Электрохимия	*Russian Journal of Electrochemistry*
Энтомологическое обозрение	*Entomological Review*
Ядерная физика	*Physics of Atomic Nuclei*

Журналы МАИК "Наука", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis

ISSN 0869-592X Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1998, том 6, № 3