

Том 6, Номер 2

Март - Апрель 1998

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор  
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

**Том 6 № 2 1998 Март–Апрель**

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. Бибилова,  
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,  
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невеская, 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”**

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 6, номер 2, 1998

---

---

Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий <i>Н. И. Филатова</i>	3
Корреляция среднетриасовых отложений Северо-Каспийского и Германского бассейнов <i>Е. В. Мовшович</i>	18
Зональное расчленение верхнего мела востока Средней Азии по аммонитам <i>Ф. Х. Хакимов</i>	27
Обоснование границы палеоцена и эоцена в Западной Сибири по фораминиферам <i>В. М. Подобина</i>	42
Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северотихоокеанского региона по диатомеям <i>А. Ю. Гладенков</i>	50
Магнитостратиграфия и палинология нижнеплейстоценовых лессово-почвенных толщ бассейна Верхнего Дона <i>Г. А. Поспелова, Г. М. Левковская, В. В. Семенов, Э. В. Шаронова, Т. В. Миронов</i>	65
Экскурс Гётеборг в осадках Черного моря <i>Е. Л. Демиденко, С. С. Фаустов, С. Д. Николаев</i>	81
Четвертичная стратиграфия и история развития бассейнов Средней Волги, Нижней Камы <i>Н. И. Глушанкова</i>	91

---

---

## ПЕРСОНАЛИИ

Памяти Бориса Максимовича Келлера (1912–1997)	108
Григорий Яковлевич Крымголец (1907–1997)	111

---

---

# Contents

---

---

## Vol. 6, No. 2, 1998

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

---

---

Cretaceous Evolution of Continental Margins in the Context of Global Events <i>N. I. Filatova</i>	3
Correlation of the Middle Triassic Deposits from the North Caspian and Germanic Basins <i>E. V. Movshovich</i>	18
Upper Cretaceous Ammonite Zonation of Eastern Central Asia <i>F. Kh. Khakimov</i>	27
Substantiation of the Paleocene–Eocene Boundary in Western Siberia by Foraminifers <i>V. M. Podobina</i>	42
Oligocene and Lower Miocene Diatom Zonation of the North Pacific <i>A. Yu. Gladenkov</i>	50
Magnetostratigraphy and Palynology of the Lower Pleistocene Loess–Soil Sequences in the Upper Don River Basin <i>G. A. Pospelova, G. M. Levkovskaya, V. V. Semenov, Z. V. Sharonova, and T. V. Mironov</i>	65
The Gothenburg Magnetic Excursion in the Black Sea Sediments <i>E. L. Demidenko, S. S. Faustov, and S. D. Nikolaev</i>	81
Quaternary Stratigraphy and Evolution of the Middle Volga and Lower Kama River Basins <i>N. I. Glushankova</i>	91

---

---

## MEMORIAL

Boris Maksimovich Keller (1912–1997)	108
Grigorii Yakovlevich Krymgol'ts (1907–1997)	111

---

---

УДК 551.763:550.89

## МЕЛОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН В КОНТЕКСТЕ ГЛОБАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ

© 1998 г. Н. И. Филатова

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

Поступила в редакцию 27.12.95 г., получена после доработки 24.06.96 г.

Характер и интенсивность меловых событий на континентальных окраинах имеют генетическую связь с темпом продуцирования океанической коры и степенью интенсивности эндогенной (плюмовой) активности Земли. Убедительнее всего это доказывается на примере экстраординарных событий на континентах в интервале 120–80 млн. лет, которые определялись динамикой роста океанической коры: пик роста выразился в среднемеловом тектогенезе небывалой интенсивности, а некоторое снижение этого усиленного роста обусловило убыстренную субдукцию и высокую активность окраинно-континентального вулканизма. Меловое увеличение продуцирования океанической коры привело, в конечном счете, к росту коры континентальной, как посредством наращивания площади континентальных окраин, так и возрастания мощности последних. Интервалу 120–80 млн. лет соответствуют значительные палеоклиматические и биологические изменения.

Активность плейттектоники в общем случае зависит от интенсивности нижнемантийного апвеллинга: этапам интенсификации мантийных плюмов соответствуют эпизоды реорганизации литосферных плит, усиления орогении и магматизма, тогда как падение плюмовой активности выражается замедлением процессов на литосферном уровне. На фоне непрерывно действующего в фанерозое плюмового механизма интервал 120–80 млн. лет выделяется благодаря экстраординарным последствиям в качестве суперплюмового. Два меловых суперплюма – Тихоокеанский и Атлантико-Африканский различались интенсивностью, динамикой и продолжительностью функционирования, что, в конечном счете, предопределило разницу в характере границы с континентальным обрамлением: конвергентной в Тихом океане и пассивной – в Атлантическом. Совпадение во времени максимума активности синхронно действующих плюмов приводит к максимальной интенсивности и глобальности проявления событий на литосферном уровне (интервал 120–80 млн. лет), тогда как фазовое несовпадение плюмов выражается в развитии разностильных тектонических и магматических процессов в океанах и на окраинах континентов (интервал 80–50 млн. лет).

**Ключевые слова.** Мел, орогenez, обдукция, субдукция и магматизм активных окраин континентов, пассивные окраины, продуктивность океанической коры, мантийные плюмы.

### ВВЕДЕНИЕ

Корреляция геологических событий в глобальном масштабе важна как с точки зрения выявления их синхронности, так и в целях определения степени генетической взаимозависимости. С этих позиций особый интерес представляет меловой период развития Земли, поскольку на фоне фанерозойской истории он выделяется рядом уникальных феноменов. Корреляция этих феноменов (чаще всего ограниченного их набора) привлекала внимание многих ученых (Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1992; Ломизе, 1986; Богданов, 1988; Ронов и др., 1989; Пушаровский и др., 1990; Басов, Вишневская, 1991; Larson 1991a, b; Пушаровский, Меланхолина, 1992; Хаин, Балуховский, 1993; Хаин, Сеславинский, 1994; Fukao et al., 1994; Kawakami et al., 1994; Maruyama, 1994; Stein, Hofmann, 1994; Жарков и др., 1995; Милановский, 1995, 1996; Ха-

ин, 1995; Чумаков и др., 1995; Cambray, Cadet, 1995; Филатова, 1996 и др.), которые нередко диаметрально противоположно понимают как характер коррелятивных связей, так и генетическую их обусловленность.

Целью настоящей статьи является установление характера коррелятивных связей этапов меловой истории континентальных окраин с событиями в океанах, а также с эндогенной активностью Земли в целом. Зависимость меловых орогенических движений на континентальных окраинах Пацифика от эндогенных процессов Земли продемонстрирована А. Воганом (Vaughan, 1995). Однако представляется, что эта взаимосвязь носит более широкий характер, не ограничиваясь, во-первых, только Тихим океаном, и охватывая, во-вторых, более полный спектр событий на меловых континентах.

## ОСОБЕННОСТИ МЕЛОВОЙ ИСТОРИИ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

В меловое время активные континентальные окраины располагались по обрамлению Тихого океана и по северной периферии Тетиса. Несмотря на определенные региональные различия в эволюции краев континентов по периметру Тихого океана, а тем более в пределах двух различных океанов, активные континентальные окраины Земли в мелу характеризовались в целом единой тенденцией развития (т.е. последовательностью и степенью интенсивности орогенических, метаморфических и магматических процессов), а также синхронностью геологических перестроек и смены наиболее существенных событий. Ниже это будет рассмотрено на примере отдельных сегментов меловых конвергентных границ океанических и континентальных плит.

В позднеюрско-неокомское время континенты были представлены Лавразией и Гондваной. На северо-востоке Тихого океана, близ берегов западной Лавразии на этом этапе формировалась гирлянда островных дуг, сопровождавшихся преддуговыми и тыловодужными бассейнами. Сегментами этих островных дуг были Юкон-Коюкук, Тогиак и Грэвина-Натзотин, которые ныне в виде террейнов вскрываются на Аляске и в Колумбийских Кордильерах (Miller, Hudson, 1991; Samson et al., 1991; Wilson et al., 1991; Curtie, Parrish, 1993; Monger, 1993 и др.). В их составе отмечаются интрузивные и островодужные вулканические породы с K-Ag возрастом 137–125 млн. лет (Miller, Hudson, 1991). Аналогичные сегменты островных дуг реконструируются и южнее, на Орегонско-Калифорнийской окраине США, ныне залегающие в качестве террейнов (Богданов, Добрецов, 1987; McLanghlin et al., 1988 и др.). К ним относятся террейн Рогу, сложенный андезитами и их туфами с возрастом 157–150 млн. лет, а также островодужные интрузивные породы террейнов Четко и Рам Крик, включающие дифференцированный ряд от габбро до гранодиоритов, которые имеют K-Ag возраст от 160 до 153 млн. лет и U-Pb (по циркону) датировки в интервале 157–155 млн. лет. К этой же юрско-неокомской островодужной ассоциации принадлежит и расположенный восточнее террейн, образованный магматическим комплексом Смэртвилл. Верхний возрастной предел островной дуги гор Кламаг около 148–132 млн. лет (Frazier, Schwimmer, 1987). Невадская (предтитонская) орогения в интервале 150–145 млн. лет (Harper, Wright, 1984) обусловила столкновение части этих юрских островных дуг, а также объединение фрагментов палеозойско-раннемезозойских островных дуг Пенинсулар, Врангелия и Александер в единый супертеррейн Талкитна, которое произошло значительно южнее современ-

ного положения этого супертеррейна (Jones et al., 1986; Wallace et al., 1989). Однако масштабы невадской орогении были ограничены, и ансамбли юрских островных дуг продолжали развиваться и в раннем мелу (Lanphere et al., 1968; 1978).

Колоссальное значение для запада Северной Америки имела среднемеловая орогения (120–100 млн. лет), которая в северо-западной части этого континента носит название колумбийской, а в Орегонско-Калифорнийской – Севиер (Csejtev et al., 1982; Jones et al., 1986; Underschultz, Erdmer, 1991 и др.). Она была обусловлена ускоренным встречным движением двух конвергентных плит – Фараллон и Лавразийской, что вызвало интенсивное столкновение юрско-неокомской системы островных дуг с западным краем Лавразии и шарьирование их на континент вместе с океаническими и окраинноморскими офиолитами (Shervais, Kimbrough, 1985). В результате возник террейновый покровно-надвиговый орогенический пояс, нарастивший край континента. Это был этап прекращения процесса субдукции и связанного с ним магматизма. Время проявления среднемеловой орогении доказывается стратиграфическими данными и возрастом метаморфизма. На Аляске обломки юрско-неокомских вулканитов обнаружены в альбских конгломератах хр. Брукс, которые в качестве промежуточного неоавтохтона перекрывают среднемеловые покровно-надвиговые структуры. В северо-западной Канаде крупные несогласия установлены в среднем апте, а также между альбскими и сеноманскими отложениями (Dixon, 1993). Среднемеловое шарьирование пород на континент сопровождалось формированием в тектонических покровах зон зеленосланцевого-амфиболитового метаморфизма, возраст которых в Аляскинско-Колумбийско-Кордильерской окраине оценивается  $112 \pm 11$  млн. лет, а в Орегонско-Калифорнийской – около 120 млн. лет (Lanphere et al., 1978; Armstrong et al., 1986; Богданов, Добрецов, 1987).

Среднемеловые коллизионно-обдукционные процессы проявились и в Центрально-Американском регионе (Aubouin, Blanchet, 1981; Чехович, 1993; Stein et al., 1994; Tardy et al., 1994; Vaughan, 1995).

В позднем альбе–сеномане благодаря субдукции плиты Фараллон под нарастившийся западный край Лавразии здесь начал формироваться окраинноконтинентальный пояс, магматизм которого представлен в основном в интрузивной форме. Это было связано с режимом сжатия, возникшим в связи с косою ориентировкой субдукции. Завершение развития альб-позднемелового плутонического пояса (около 86 млн. лет) происходило на фоне смены на границе океанической и континентальной плит конвергентных обстановок трансформными (Jones et al., 1986; Coney, 1987).

Ларамийский тектогенез ярко проявился в интервале 80–50 млн. лет на западе Северной Америки (Jones et al., 1986; Cone, 1987; Wallace et al., 1989 и др.). Он вызвал подъем края континента, усложнение строения среднемилового орогенического пояса и дальнейшее шарьирование тектонических пластин на восток, перед фронтом которых возникла цепочка впадин с угленосной молассой.

На западной окраине Гондваны и в смежной юго-восточной части Тихого океана в поздней юре-неокоме формировалась сложная система окраинноконтинентальных и островодужных вулканических поясов. Северный сегмент этой системы (Колумбия, Эквадор, Перу) включал энзиматическую островную дугу (Walrabe-Adams, 1990; Megard, 1987). Южнее она сменялась Чилийско-Аргентинским окраинно-континентальным вулканическим поясом с мощными известково-щелочными породами (Ломизе, 1983), включавшими диориты и адамеллиты с возрастом 130–120 млн. лет (Coira et al., 1982). В тыловодужном прогибе формировались толеитовые и щелочные магматические породы с возрастом  $128 \pm 5$  млн. лет (Grier et al., 1991). Эти же структуры продолжались на юг, в пределы Патагонского сегмента и Антарктиды. Размещавшийся в Патагонии тыловодужный морской бассейн Рокас Вердес испытал даже раскрытие и спрединг (Dalziel et al., 1974; Suarez, 1979; Stern et al., 1991; Wilson, 1991) с отчленением от континента сегмента энсиалического вулканического пояса.

Таким образом, формирование позднеюрских-раннемиловых вулканических поясов на западе Гондваны, как и на западе Лавразии, происходило в обстановке растяжения краев континентов с развитием тыловодужных прогибов и окраинноморских бассейнов с океанической корой.

Апт-альбский (перуанский) тектогенез привел к шарьированию и обдукции на западный край Гондваны пластин океанических, островодужных и тыловодужных комплексов. Формирование этого орогенического пояса сопровождалось образованием зон метаморфизма высоких давлений с возрастом 115–107 млн. лет (McCourt et al., 1984). Результатом среднемиловой орогении явилось затухание субдукционного магматизма, коробление и воздымание западного края Южной Америки с образованием Андийской Прото-Кордильеры.

В позднем альбе, после завершения орогениза, под нарастившийся край континента началась новая субдукция океанической плиты с формированием соответствующего окраинноконтинентального вулканического пояса. Перед фронтом северо-западного сегмента этого пояса в периокеанической зоне Пасифика синхронно развивалась энзиматическая островная дуга (Walrabe-Adams, 1990; Aguirre, 1992). Орогенические движения на рубеже мела и палеогена (ана-

лог ларамийского тектогенеза) привели к шарьированию островной дуги на северо-западный край Южной Америки, где возник покровно-надвиговый пояс с локальными зонами пород амфиболит-зеленосланцевой фации, возраст которых лежит в пределах 75–57 млн. лет (McCourt et al., 1984). Признаки ларамийского орогениза установлены по всему западу Южной Америки. Как и в Северной Америке, геологические его последствия были здесь несравненно слабее таковых среднемилового тектогенеза.

На северо-западе Тихого океана, к востоку от Сибирского континента в позднеюрское-раннемиловое время располагалась сложная система островных дуг и микроконтинентов (Парфенов, 1984; Филатова, 1988; Зоненшайн и др., 1990; Соколов, 1992), которая продолжала развиваться вплоть до апта, несмотря на кратковременную позднеюрскую (кольымскую) орогению, которая вызвала коллизию континентальных блоков и островных дуг с Сибирским континентом и формирование зон метаморфизма высоких давлений и массивов анатектических гранитоидов с возрастом около 140 млн. лет (Парфенов и др., 1993). Южнее, на Китайско-Корейской окраине Лавразии островные дуги сменялись позднеюрским-неокомским окраинноконтинентальным вулканическим поясом с возрастом 134–115 млн. лет (Wang, 1985; Wu, Pei, 1988; Филатова, 1991).

Около 125–120 млн. лет (конец баррема-начало апта) восточная окраина Лавразии подверглась интенсивному сжатию, в связи с чем прекращают функционирование зоны субдукции и связанные с ними окраинноконтинентальные и периокеанические островодужные вулканические пояса. Среднемиловая орогения вызвала столкновение островных дуг и микроконтинентов с Сибирским континентом и образование в коллизионных зонах анатектических гранитоидов с возрастом 120–105 млн. лет (Парфенов и др., 1993).

Со стороны Тихого океана в среднемиловую орогению с северо-восточным краем Азиатского континента пришли в столкновение террейны различной природы: островные дуги, образования окраинноморских бассейнов и океанических областей (Парфенов и др., 1993; Filatova, Vishnevskaya, 1997). В результате был сформирован Западнокамчатско-Корякский аккреционный орогенический пояс, увеличивший площадь континентальной окраины Азии. Южное продолжение среднемилового орогенического покровно-надвигового пояса прослеживается в хабаровском и амурском комплексах Западно-Сихотэалинского региона, а также в покровах внутренней зоны юго-западной Японии (Kojima, 1989; Натальян, Борукаев, 1991 и др.).

В позднем альбе коллизионно-аккреционные процессы наращивания Азиатского континента сменились ускоренной субдукцией под него пли-

ты Кула, и на восточной окраине Азии возник протяженный Чукотско-Катазиатский вулканический пояс, состоящий из нескольких сегментов. Наиболее северный из них, альб-сенонский Охотско-Чукотский несогласно перекрыл край древнего континента и примыкающие среднемиловые покровно-надвиговые структуры Западнокамчатско-Корякской тектонической области (Филатова, 1995). Южнее окраину континента маркировал Хингано-Охотский сегмент (Натальин, Борукаев, 1991), которые далее на юг сменялся Катазиатским сегментом альб-позднемилового вулканического пояса.

Ларамийский тектогенез проявился и по западному континентальному обрамлению Тихого океана, но не столь интенсивно как на западе Северной Америки. Охваченные орогенезом участки сжатия чередовались здесь с участками растяжения. Последние сопровождалась базальтоидами внутриплитного типа (Филатова, 1988, 1995).

На *Тетической окраине Лавразии* в титоне–готериве (155–130 млн. лет) в результате субдукции под нее океанической плиты шло формирование Понтийско-Закавказской энсиалической вулканической островной дуги (Зоненшайн и др., 1987). В ее тылу возникли Прото-Черноморский и Южно-Каспийский окраинноморские бассейны. Позднеюрская орогенезия (аналог невадской) проявилась в Средиземноморском регионе в виде позднекимерийской складчатости на значительном отрезке юга Евразийской окраины от Добруджи до Кавказа включительно. В конце юры и начале мела в области Тетиса развивалась система левосторонних сдвигов, причем наиболее интенсивные перемещения реконструируются на севере Африкано-Аравийской плиты. Баррем-альбский интервал (130–110 млн. лет) характеризовался энергичными коллизионными процессами (австрийский тектогенез) на северной окраине Тетиса (Книппер, 1985; Зоненшайн и др., 1987; Казьмин, 1989 и др.). Произошло частичное закрытие Лигурийского бассейна и обдукция северной части Апулийского блока (вместе с офиолитами) на окраину Евразии, что явилось начальным этапом оформления Австро-Альпийских покровов. При этом в северной части Африкано-Аравийской плиты возник океанический бассейн, трансформировавшийся из зон рифтогенеза. В этот же этап в Евроазиатской окраине был причленен ряд микроконтинентов (Центрально-Афганистанский, Южно-Памирский, Южно-Тибетский) с оформлением соответствующих сутур (Варашской, Рушанско-Пшартской, Бангкокской (Tarponnier et al., 1981; Otsuki, 1985; Зоненшайн и др., 1987). Результатом среднемиловой коллизии явилось интенсивное складко- и надвигообразование толщ по южному обрамлению Евразии с отчетливо выраженной северной вергентностью, а также временное прекращение субдуцирования под

него океанических плит и затухание юрско-неокомского вулканического пояса (Казьмин и др., 1987). Однако некоторые остаточные вулканы (например, в Закавказье) могли сохраниться в действующем виде.

Альб–поздний мел (100–80 млн. лет) расценивается как этап перестройки в пределах Тетиса (Книппер, Шараськин, 1995). В северной части Тетиса возникла новая, наклоненная под нарастающую окраину Евразии зона субдукции, над которой формировалась вулканическая дуга, являвшаяся по сути окраинноконтинентальной, поскольку она располагалась на залитом морем краю континента. В ее тылу по-прежнему существовала система глубоководных бассейнов. Вулканический пояс включал Малокавказский сегмент и протягивался далее на восток через Центральный Афганистан, Памир, Южный Тибет в Индокитайский регион (Otsuki, 1985; Казьмин и др., 1987; Peltzer, Tarponnier, 1988). Кроме того, субдукционный магматизм в позднем мелу происходил в связи с формированием бассейнов Восточных Карпат и Балкан. Важно подчеркнуть, что альбский – раннекампанский известково-щелочной вулканизм активной окраины юга Евразии представлял самостоятельный этап, обособленный от юрско-неокомского и палеогенового магматизма (Казьмин и др., 1987). Альб-кампанский окраинноконтинентальный вулканизм испытывал эпизоды кратковременного затухания в связи с коллизией с краем континента подошедших с юга сегментов срединноокеанических хребтов или отделившихся от Гондваны микроконтинентов (Otsuki, 1985; Зоненшайн и др., 1987; Казьмин, 1989 и др.).

В северной части Африкано-Аравийской плиты и на юго-западе Евразии в это время продолжались дальнейшие левосторонние перемещения континентальных блоков. Начавшееся в раннем мелу раскрытие южной ветви Тетиса (Мезотетиса) продолжалось в позднем мелу. В раннем сеноне в Мезотетисе возникла Кипрская энсиматическая островная дуга (Книппер, 1985; Казьмин, 1989 и др.).

Начиная с позднего кампана, Африка сближалась с Евразией (Зоненшайн, 1987; Книппер, Шараськин, 1995), в результате чего ларамийский тектогенез проявился здесь в прекращении спрединга в южной ветви Тетиса, в столкновении Апулийского блока с Африкано-Аравийской плитой и в коллизии последней с Кипрской островной дугой, завершившейся в маастрихте (Зоненшайн и др., 1987). Тектонические покровы этого этапа формировались в Альпийском регионе и Динаридах. На южной окраине Евразии (включая Карпаты) почти полностью прекратился известково-щелочной магматизм, и в позднем кампане – маастрихте здесь локально накапливались субще-

лочные базальтоиды (Казьмин и др., 1987), что весьма напоминает маастрихт-палеогеновый базальтоидный магматизм внутриплитного типа на западном обрамлении Тихого океана. Особенностью ларамийского тектогенеза Средиземноморья было значительное расширение на рубеже мела и палеогена тыловых бассейнов на Евразийской окраине, в Крымско-Кавказском регионе, в совокупности составивших Паратетис. Таким образом, на северном обрамлении Тетиса участки сжатия и орогенеза чередовались на этом этапе с площадями, испытывавшими растяжение. Интересно, что индикатор обстановки растяжения – базальтоидный магматизм внутриплитного типа – проявился на рубеже мела и палеогена и в Индийском регионе, где в интервале 65–59 млн. лет формировались Деканские траппы (Bhale, 1983).

### КОРРЕЛЯЦИЯ ЭТАПОВ МЕЛОВОЙ ИСТОРИИ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН С ДРУГИМИ ГЛОБАЛЬНЫМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ

Уникальные меловые события на активных континентальных окраинах (прежде всего формирование в глобальном масштабе обширных террейновых орогенических поясов в интервале 120–100 млн. лет, а также возникновение протяженной системы окраинноконтинентальных надсубдукционных вулканических поясов в интервале 100–80 млн. лет) синхронны другим глобальным феноменам, главными из которых являлись реорганизация плитной структуры литосферы, палеоклиматические и биологические изменения, а также специфика пульсационной эндогенной (плюмовой) активности Земли.

#### *Корреляция событий на континентальных окраинах и в океанах*

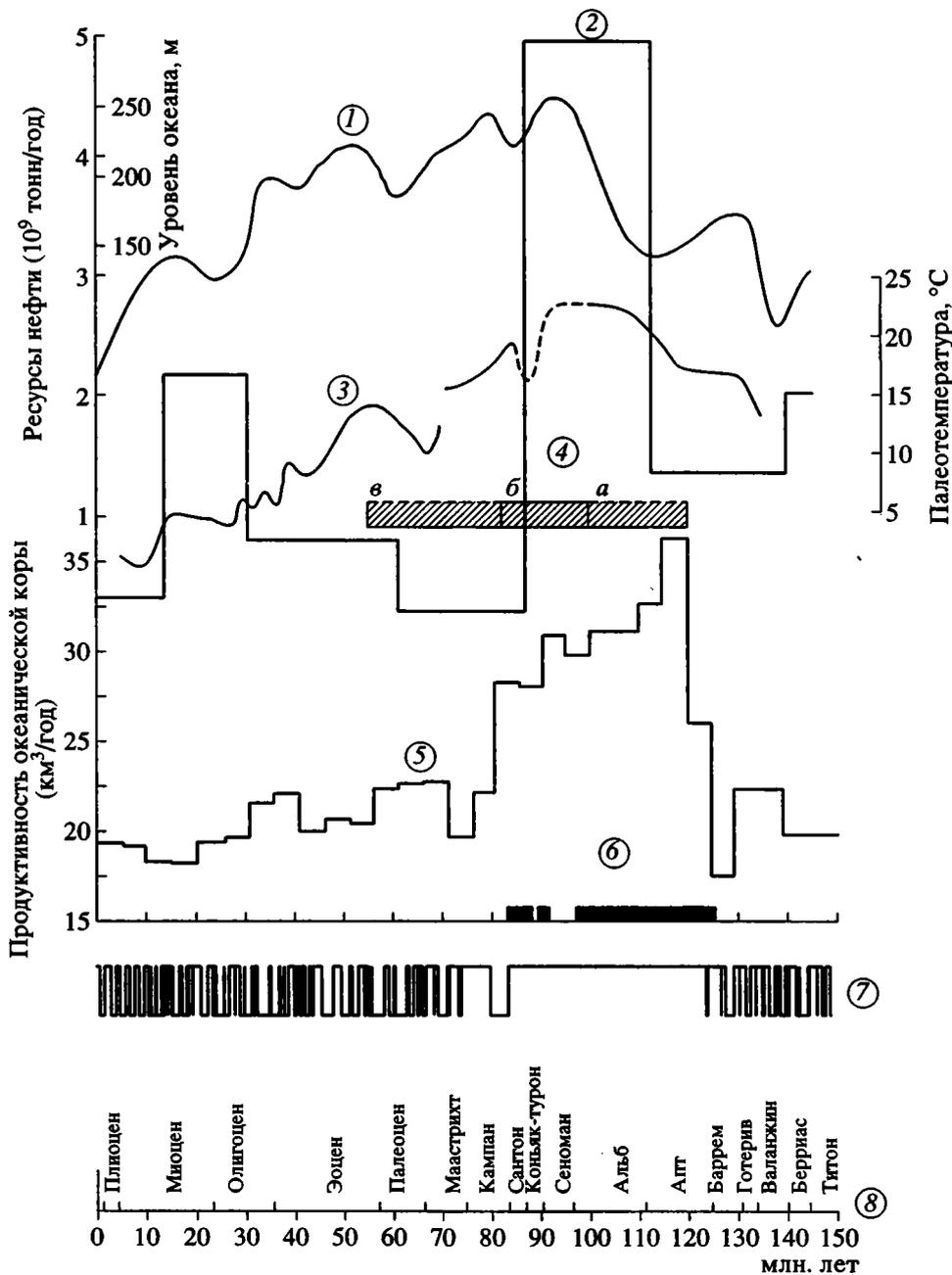
Развитие континентальных окраин в мелу протекало на фоне распада Пангеи, и прежде всего раскола Гондваны. В пределах последней началось разобщение Южной Америки, Африки, Индии, Австралии и Антарктиды. Интенсивный континентальный рифтогенез быстро сменился образованием протяженных систем срединноокеанических хребтов и ускоренным спредингом океанической коры (Зоненшайн и др., 1984; Scotese et al., 1988; Хаин, Балуховский, 1993 и др.). Интервал 120–110 млн. лет характеризовался раскрытием Южной Атлантики, срединноокеанический хребет которого в интервале 110–85 млн. лет соединился с системой аналогичных хребтов Центральной Атлантики. В Северной Атлантике происходило постепенное продвижение зоны спрединга на север (Rowley, Lottes, 1988). С конца неокома начинается спрединг в Канадском бассейне Арктики (Rowley,

Lottes, 1988; Grantz et al., 1994), причем максимум его раскрытия приходится на 110 млн. лет.

В целом в Атлантическом океане установлено скачкообразное наращивание площади коры на рубеже 118 млн. лет (от 0.24 до 0.54 км<sup>2</sup>/год) с последующим постепенным ростом этой величины до раннего эоцена, когда она достигла значения 0.78 км<sup>2</sup>/год (Зоненшайн, Кузьмин, 1992). Аномально ускоренный спрединг в интервале 118–80 млн. лет осуществлялся в Тихом океане: в барреме продуктивность океанической коры там не превышала 15 км<sup>3</sup>/год, а в апте она возросла до 20 км<sup>3</sup>/год (Larson, 1991a). Таким образом, экстраординарным событиям на континентальных окраинах соответствовало скачкообразное средне-позднемеловое (120–80 млн. лет) увеличение продуктивности океанической коры (рисунок). Если в барреме эта величина составляла 17 км<sup>3</sup>/год, то в апте она превысила 30 км<sup>3</sup>/год.

Для понимания причин событий на меловых конвергентных границах литосферных плит необходимо учитывать не только этот скачкообразный импульс, но и динамику роста океанической коры в его пределах (Larson, 1991a, b). В этом отношении интервал аномально ускоренного спрединга коры распадается на две части и включает (рисунок) аптский–раннеальбский (120–100 млн. лет) пик скоростей, сменившийся альб–среднекампанским (100–80 млн. лет) относительным снижением ускоренного в целом продуцирования океанической коры. Позднекампанскому–маастрихтскому интервалу соответствует скачкообразный минимум наращивания коры Мирового океана, близкий по значению барремским величинам.

Эти особенности развития в мелу Мирового океана нашли непосредственное отражение в событиях на активных континентальных окраинах Земли. Аномальный пик прироста океанической коры в интервале 120–100 млн. лет выражен, как показано выше, интенсивнейшей глобальной средне-меловой орогенией. Средне-меловой тектогенез проходил в обстановке усиленного сжатия на конвергентных границах континентальных и океанических плит. Это привело к аккреционно-коллизонным процессам у континентальных ограничений, к наращиванию последних каймой разнородных по природе террейнов, составивших в совокупности орогенические пояса покровно-надвигового строения. В ходе шарьирования (с частичной обдукцией офиолитовых и островодужных комплексов на континент) в подошве тектонических покровов формировались зоны метаморфизма высоких давлений и низких температур. Обстановка интенсивнейшего сжатия привела к прекращению действия в переходной зоне континент–океан субдукционных зон и генетически связанных с ними окраинноконтинентальных и островодужных вулканических поясов, а также к закрытию окраинноморских и тыловодужных бассейнов (кроме Черноморско-Каспийских впа-



Соотношение главнейших событий Земли в меловом периоде (по Larson, 1991b, с дополнениями автора).

Цифры в кружках: 1 – кривая колебаний эвстатического уровня Мирового океана (Haq et al., 1987); 2 – кривая изменения продуцирования нефти (Irving et al., 1974); 3 – кривая колебания палеотемператур поверхностных вод в высоких широтах (Arthur et al., 1985; Savin, 1977); 4 – главнейшие меловые события на активных континентальных окраинах (а – средне-меловая орогения, б – этап убыстренной субдукции океанических плит под континент и сопутствующий окраинноконтинентальный вулканизм высокой активности, в – ларамийская орогения); 5 – кривая изменения мирового продуцирования океанической коры (Larson, 1991b); 6 – этапы накопления черных сланцев (Жарков и др., 1995; Jenkyns, 1980); 7 – шкала магнитных инверсий Земли (Harland et al., 1990); 8 – шкала геологического времени (Harland et al., 1990).

дин), образования которых были шарьированы в сторону континентов.

Причины необычайной мощности средне-мелового тектогенеза и формирования сложнейших структур средне-меловых орогенических поясов

(включая и многоамплитудную офиолитовую обдукцию) заключались в интенсивном встречном движении океанических плит и континентов (Филатова, 1996), которое возникло благодаря совпадению в интервале 120–100 млн. лет максимумов

скоростей спрединга во всех океанах Земли – как вновь раскрывающихся, так и в ранее существовавшем Тихом. Подобные совпадения максимумов продуцирования океанической коры больше не известны в мезозойском и кайнозойском периодах, в связи с чем средне меловой тектогенез выделяется по интенсивности и глобальности масштаба на фоне остальных мезозойско-кайнозойских тектогенезов.

Средне меловой орогенез в интервале 120–100 млн. лет выразился не только в увеличении площади континентов, но и в росте мощности их окраин, вызванным тектоническим покровообразованием и общим их короблением. Эти процессы привели, в свою очередь, к явлениям морской регрессии по обрамлению континентов и к резкому сокращению площади шельфовых морей. Воздымание краев континентов сопровождалось интенсивной их эрозией и формированием поверхностей стратиграфического и структурного несогласия.

Второй этап (100–80 млн. лет) характеризовался некоторым замедлением этого ускоренного в целом прироста океанической коры (рисунок), что совпадает с прекращением средне мелового тектогенеза, возникновением новых конвергентных границ и ускоренной субдукцией океанических плит под нарастившиеся края континентов. При этом средне меловой этап затухания субдукционного магматизма сменился в позднем альбе появлением глобальной системы окраинно континентальных вулканических поясов с небывало высокой для мезозоя и кайнозоя вулканической активностью. Последняя служит индикатором высокой скорости альб-поздне меловой субдукции, поскольку между двумя этими процессами установлена положительная коррелятивная связь (Ломизе, 1986). На альб-сенонский этап приходится также подъем эвстатического уровня Мирового океана (Naq et al., 1987), сопровождавшийся трансгрессией на краях континентов, что обычно связывают с пиком продуцирования океанической коры и вулканических внутриплитного типа и с подъемом ложа Тихого океана. Ранне-средне меловой раскол Гондваны и Лавразии и возникновение экваториальных течений, соединивших Тихий, Тетис и Атлантический океаны, привели к усилению гидродинамической активности. В Тихом океане это выразилось в максимуме эрозивной деятельности в начале позднего мела, охватившей не только поднятия, но и глубоководные впадины (Басов, Вишневская, 1991); при этом в середине сеномана произошла смена карбонатно-кремнистых отложений на бескарбонатные. На активизацию движения водных масс не мог не влиять также ускоренный спрединг коры в Тихом океане.

Позднекампанскому–маастрихтскому (80–65 млн. лет) минимуму наращивания коры в океанах соответствует резкое сокращение скорости

конвергенции океанических и континентальных плит, замедление скорости субдукции и соответствующего уменьшения объемов связанного с субдукцией магматизма, вплоть до прекращения функционирования большинства сегментов альбской-поздне меловой системы вулканических поясов. Замедление конвергенции океанических и континентальных плит создало условия растяжения на некоторых участках нависающего края континентов, что сопровождалось импульсом излияний базальтов внутриплитного типа на рубеже позднего мела и кайнозоя.

Таким образом, вырисовывается непосредственная связь событий на континентальных окраинах с темпом спрединга океанической коры, отдельные стороны которой были подмечены ранее. Согласно М. Ботту (Bott, 1993) ускоренный спрединг океанической коры приводит к расталкивающему, распирающему эффекту (ridge-pull force) по периферии океанов. Возникающий при этом режим сжатия вызывает резкое увеличение сцепления между субдуцируемой океанической и нависающей континентальной плитами, что делает невозможным дальнейший процесс субдукции и субдукционного магматизма, вызывает совместные деформации двух этих плит, а также коробление и подъем надсубдукционного края континента. А. Воган (Vaughan, 1995) использовал данную модель для объяснения средне меловой окраинно континентальной орогении.

Однако, как было показано выше, связь между скоростью прироста океанической коры и меловой эволюцией континентальных окраин является более сложной и многосторонней и зависит от темпа этого прироста. Аномально высокая эта величина (более  $35 \text{ км}^3/\text{год}$  (Larson, 1991b)) вызвала необычной мощности средне меловой тектогенез с выталкиванием океанических и островодужных комплексов на континентальные окраины и формированием покровно-надвиговых орогенических поясов. Ускоренный, но не столь высокий поздне альбский – раннекампанский прирост океанической коры (около  $30 \text{ км}^3/\text{год}$ ) уменьшил обстановку сжатия по периферии океанов и обусловил возможность компенсации прироста океанической коры за счет убыстренной ее субдукции под континентальное обрамление, сопровождавшейся аномально высокой вулканической деятельностью. Резкое сокращение продуцирования океанической коры в конце позднего мела (до  $20 \text{ км}^3/\text{год}$ ) привело к соответствующему замедлению субдукции и затуханию глобальной системы окраинно континентальных вулканических поясов (за исключением некоторых ее сегментов).

Следует подчеркнуть, что зависимость между меловыми событиями на окраинах континентов и в океанах носила более сложный характер, поскольку динамика развития отдельных океанов этого времени была существенно различной (Зо-

неншайн, Кузьмин, 1992). Так, например, резкому сокращению в кампане–маастрихте темпа спрединга в Тихом океане соответствовал максимум продуцирования океанической коры в Атлантическом океане, что вызвало ларамийскую орогению. Однако величина этого атлантического максимума была относительно невысокой, в связи с чем интенсивность ларамийского тектогенеза, развивавшегося на фоне общего глобального сокращения прироста океанической коры, была несравненно ниже среднемеловой. Эта обстановка в океанах предопределила синхронное сочетание на континентальных окраинах ларамийских орогенических поясов с участками растяжения и внутриплитного вулканизма.

Кроме скорости спрединга, события на континентальных окраинах определялись ориентировкой векторов перемещения плит. В случаях, когда сближение океанической плиты с континентом происходило под острым углом, их граница имела сдвиговую природу, а орогенические движения и субдукционный магматизм на краю континента были резко ограничены в масштабах.

Рассмотрение коррелятивных связей между событиями в океанах и на континентах показывает, что меловому импульсу роста продуцирования океанической коры (120–80 млн. лет) соответствует экстраординарный прирост коры континентальной. Способы и скорости роста последней в этом интервале были различны и обнаруживают прямую зависимость от темпов роста коры в океанах. Максимальный рост континентальной коры происходил в интервале 120–100 млн. лет посредством увеличения площади континентов и мощности их окраин в результате аккреционно-коллизийных процессов. Позднее (100–80 млн. лет) мощность краев континентов возросла за счет аномально высоких объемов субдукционных вулканитов. Росту мощности континентальной коры способствовали и обильные поступления на этапе 125–83 млн. лет вулканических пород внутриплитного типа (Stein, Hofmann, 1994).

*Корреляция меловой истории континентальных окраин и других глобальных событий*

Меловой период характеризовался рядом климатических и биологических особенностей, которые составляют предмет самостоятельного обсуждения и здесь будут упомянуты только в связи с меловой реорганизацией литосферных плит и магматическими проявлениями (в том числе и на континентальных окраинах).

Меловому периоду был свойствен теплый безледниковый климат с умеренно теплолюбивыми сообществами растительного и животного мира даже в высоких широтах (Чумаков и др., 1995).

На интервал 120–80 млн. лет приходится пик повышения глобальных температур поверхностных вод (рисунок), которые в высоких широтах достигали 20–22°C (Savin, 1977; Arthur et al., 1985, 1991). Согласно данным изотопного состава кислорода планктонных фораминифер, температура поверхностных вод, постепенно повышаясь от альба, достигла экстремально высоких значений в интервале турон–ранний кампан и затем сменилась кампан–маастрихтским понижением (Найдин и др., 1986; Huber et al., 1995). При этом если в позднем альбе и позднем маастрихте различие температур поверхностных вод высоких и низких широт достигало 14°C, то для коньяк–сантонского интервала эта величина составляла всего 0–4°C.

Обычно перечисляется несколько причин мелового потепления климата. Одной из них могла явиться меловая реорганизация континентов, распад Пангеи и раскол Гондваны, возникновение новых океанических пространств и появление единого океанического экваториального пояса (Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Жарков и др., 1995 и др.). Однако поскольку только реорганизацией плит нельзя объяснить меловое потепление (Baron, Washington, 1982), дополнительно был привлечен эффект выброса в атмосферу экстремального количества CO<sub>2</sub>. Предполагается, что этот эффект связан с дегазацией мантии резко удлинившихся срединноокеанических хребтов и надсубдукционных поясов, а также обширных мантийных очагов внутриплитного вулканизма (Arthur et al., 1991; Calderia, Rampino, 1991; Maruyama, 1994). По-видимому, дегазация всех трех типов магматических источников в совокупности имела решающее значение для выброса больших количеств CO<sub>2</sub> и создания парникового эффекта, тем более что их интенсивность в мелу была аномально высокой по сравнению с другими периодами фанерозойской истории Земли. Однако, поскольку пик повышения палеотемператур характерен для интервала сеноман–ранний кампан (Huber et al., 1995), можно предположить, что подавляющая доля углекислого газа поставлялась глобальной системой надсубдукционных окраинноконтинентальных вулканических поясов, экстраординарно мощный вулканизм которых приходится на этот возрастной интервал.

Резкое потепление климата и продуцирование обильной растительности в середине мелового периода явились предпосылками для интенсивного углекислотного накопления, формирования черных сланцев, нефти и газа. Повышенное экстрагирование серы и фосфора из мантийных расплавов в ходе интенсивного мелового вулканизма различных типов создавало питательную среду для зоо- и фитопланктона, который являлся органическим сырьем для нефти. Пик образования черных сланцев приходится на апт–сантон (рисунок) и объясняется комплексом причин: увеличением

содержания углерода, резким ростом биомассы, плохой вентиляцией некоторых бассейнов, обуславливающей бескислородные условия (Jenkyns, 1980). Сохранению стагнантных обстановок, ведущих к ослаблению циркуляции водных масс, способствуют небольшие размеры и глубины океанических бассейнов, их относительная замкнутость и наличие порогов, осложняющих водообмен с другими бассейнами (Басов, Вишневецкая, 1991). Именно такие обстановки возникли в раннем мелу в Центральной и Южной Атлантике с началом распада Пангеи. Интенсивное накопление черных сланцев началось в этих бассейнах в апте. По мере дальнейшего раскрытия Атлантики и усиления водной циркуляции, площади накопления сланцев такого типа значительно сократились, а к кампану практически исчезли (Жарков и др., 1995).

Начавшийся в позднем альбе подъем уровня Мирового океана стал причиной накопления в позднем мелу черных сланцев другого типа, формировавшихся на пассивных окраинах континентов (Жарков и др., 1995). Благоприятными для этого обстоятельствами явились, во-первых, быстрое захоронение (путем затопления) больших масс растений в условиях резкого увеличения площади шельфовых морей, а во-вторых, создание бескислородной обстановки в связи с окислением больших объемов органики (Басов, Вишневецкая, 1991).

Что касается нефти, то около 60% мировых ее запасов генерировалось в интервале 112–88 млн. лет (Larson, 1991b). Комбинация взаимосвязанных условий в среднем мелу (высокий темп прироста океанической коры, интенсивнейший вулканизм, парниковый климатический эффект, повышенная биопродуктивность в океанах и на континентах, резко возросшая площадь шельфовых морей и др.) предопределили этот альб-туронский пик продуктивности углеводородного сырья.

Изменение климата (с среднемеловым максимумом температур), реорганизация континентальных и океанических плит, появление новых океанов и глобальных сквозных течений, позднеальбская – позднемеловая глобальная трансгрессия решающим образом повлияли и на эволюцию морских и наземных организмов, причем наиболее крупные изменения установлены на рубеже раннего и позднего мела (Найдин и др., 1986; Вишневецкая, Басов, 1995), а также на границе мела и палеогена (Басов, Вишневецкая, 1991). К среднему мелу относится коренная перестройка растительного мира и расцвет покрытосеменных, а также интенсивное развитие насекомых (Найдин и др., 1986).

#### *Корреляция событий на континентальных окраинах и эндогенной активности Земли*

Апт-кампанский высокий темп спрединга в океанах и вышеописанные события этого време-

ни на активных континентальных окраинах совпали с периодом лишенного инверсий спокойного магнитного поля в интервале 125–83 млн. лет (Larson, Pitman, 1972), что само по себе представляло необычное событие в истории Земли за последние 150 млн. лет (рисунок). На этот же интервал приходится резкое увеличение объема базальтоидов внутриплитного типа (Larson, 1991b), поступавших на земную поверхность в пределы раскальвающихся континентов Пангеи, а также океанических плит в виде океанических плато и гайотов. Пик внутриплитного вулканизма приходится на ранний апт-альб (125–100 млн. лет), а в редуцированном виде он прослеживается до 80 млн. лет; небольшой импульс внутриплитного вулканизма вырисовывается, по геологическим данным, и на рубеже мела-кайнозоя. Эти события считаются признаком экстраординарного выброса в среднем мелу тепла и глубинного мантийного материала из слоя D" (граница ядро-мантия) в форме одного или нескольких суперплюмов (Larson, 1991a; Larson, Olson, 1991; Stein, Hofmann, 1994). Выброс тепловой энергии должен был изменить температурный градиент на границе ядро-мантия, что могло вызвать убыстренную конвекцию во внешней части ядра, т.е. ускоренный вывод тепла из ядра для компенсации потерь тепла от мантийного апвеллинга из сейсмического слоя D". С началом действия этого механизма произошла остановка инверсий магнитного поля Земли (Larson, Olson, 1991). По завершении суперплюмового эпизода температурный градиент возвратился к первоначальному значению, и длительный интервал нормального магнитного поля сменился дующимся доныне периодом частых магнитных инверсий (рисунок).

В ряде моделей апвеллинг глубинного вещества и энергии и подавление инверсий магнитного поля Земли объясняются периодическим спуском к границе мантия-ядро холодной субдуцированной океанической литосферы (Honda et al., 1993; Weinstein, 1993; Fukao et al., 1994; Kawakami et al., 1994; Maruyama, 1994; Stein, Hofmann, 1994; Хаин, 1995). Этот материал, накапливавшийся в ходе субдукции на глубине около 670 км (граница верхней и нижней мантии), постепенно создавал там обстановку гравитационной нестабильности, что и явилось причиной периодического его погружения в слой D". Ранее уже отмечался каскадный характер конвективных движений в недрах Земли в отдельные временные интервалы (Пущаровский и др., 1990).

Геохимическим доказательством реальности проникновения обедненной редкими и рассеянными элементами древней субдуцированной литосферы в область слоя D" считается присутствие в базальтоидах внутриплитного типа не только обогащенных, но и деплетированных разностей (Kerr et al., 1995). Механизм конвекции, в котором нис-

Зоненшайн, Кузьмин, 1992), а характер этих событий зависел от динамики наращивания этой коры в пределах указанного интервала. а). Пик продуцирования коры в океанах (120–100 млн. лет) выразился в режиме интенсивнейшего сжатия в периферической их части, что обусловило формирование вдоль континентального обрамления покровно-надвиговых (с явлениями обдукции и метаморфизма) орогенических поясов с участием в их строении террейнов как континентальной, так и океанической и островодужной природы. Распалывающий, распирающий эффект необычно быстрого роста коры в океанах сделал невозможной субдукцию по их периферии, что привело к затуханию вулканических поясов. б). Некоторый спад ускоренного прироста океанической коры в интервале 100–80 млн. лет, уменьшив режим сжатия на периферии океанов, обусловил возможность компенсации быстрого спрединга убыстренной субдукцией этой коры под континент, что выразилось в аномально высокой активности надсубдукционного вулканизма. в). Скачкообразный минимум продуцирования океанической коры в интервале 80–70 млн. лет отразился в резком снижении скорости не только спрединга, но и субдукции океанической коры и соответственно в скачкообразном ослаблении надсубдукционного вулканизма. Замедление конвергенции океанических и континентальных плит обусловило режим растяжения отдельных участков края континентов с проявлениями базальтоидов внутриплитного типа. г). Зависимость между эволюцией меловых континентальных окраин и океанов усложнялась в связи с различной динамикой продуцирования коры в разных океанах (Зоненшайн, Кузьмин, 1992). Так, резкому сокращению в кампан–маастрихте темпа спрединга в Тихом океане синхронен максимум продуцирования коры в Атлантическом океане, ставший причиной ларамийского тектогенеза, интенсивность которого была гораздо слабее среднемелового. Характерно, что ларамийские орогенические пояса сочетаются на континентальных окраинах с участками растяжения.

3. Меловому импульсу роста океанической коры соответствует экстраординарный прирост коры континентальной, который в зависимости от темпа продуцирования коры в океанах выражался либо в увеличении площади и мощности континентальных окраин (путем аккреционно-коллизонных и обдукционных процессов), либо только в росте мощности коры за счет больших масс надсубдукционных вулкаников.

4. На интервал 120–80 млн. лет приходится пик мелового потепления климата, что связывается с ранне-среднемеловой реорганизацией литосферных плит, появлением сквозного экваториального течения, а также с экстрагированием из продуктов разного типа магматизма экстремальных коли-

честв  $\text{CO}_2$ . Можно предположить, что значительная доля в последнем феномене принадлежала дегазации расплавов в глобальных системах вулканических поясов, пик развития которых совпадает с альб–раннекампанским максимумом температур (Huber et al., 1995). Особенности мелового развития океанов и их континентальных обрамлений, став одной из главных причин потепления климата и увеличения производительности растительного и животного мира, обусловили экстремальную продуктивность углей, черных сланцев, нефти и газа в интервале 120–80 млн. лет (Larson, 1991a, b).

5. Активность плейттектонических событий (включая и эволюцию активных континентальных окраин) имеет положительную коррелятивную генетическую связь с интенсивностью нижнемантийного апвеллинга в форме плюмов, зарождающихся на границе ядро–мантия (Larson, Olson, 1991). Этапам реорганизаций (в том числе распада Пангеи) и ускорения движения литосферных плит, усиления тектогенеза и магматизма соответствуют эпизоды повышения нижнемантийного апвеллинга, тогда как падение плюмовой активности отражается замедлением процессов на литосферном уровне.

Совпадение во времени максимумов активности синхронно действующих плюмов приводит к максимальной интенсивности и глобальности проявления событий на литосферном уровне (как например, в интервале 120–80 млн. лет). Напротив, фазовое несовпадение плюмовых импульсов выражается в развитии разностильных тектонических процессов (как, например, в интервале 80–50 млн. лет).

6. На фоне непрерывно действующего в фанерозое плюмового механизма различной степени интенсивности интервал 120–80 млн. лет выделяется в качестве суперплюмового (Larson, 1991a), характеризующаясь экстраординарными (вплоть до катастрофических) событиями на всех уровнях, включая и литосферный. Распад Пангеи и экстремальный рост океанической и континентальной коры этого этапа совпал с пароксизмом магматизма внутриплитного типа и периодом прекращения инверсий магнитного поля.

7. Судя по последствиям на литосферном уровне, в мелу действовали два суперплюма – Атлантико-Африканский и Тихоокеанский, различающиеся интенсивностью, динамикой и продолжительностью функционирования. Сравнение темпов роста океанической коры в океанах свидетельствует о значительно более высокой активности Тихоокеанского плюма по сравнению с Атлантико-Африканским. Предполагается, что именно разница в интенсивности этих суперплюмов (функцией чего является, в частности, скорость спрединга) предопределила различия в характере гра-

ницы с континентальным обрамлением в Тихом и Атлантическом океанах: в первом случае – конвергентный, а во втором – пассивный.

Данное исследование выполнено в рамках и с финансовой поддержкой проектов 93-05-8877 и 96-05-64209 Российского фонда фундаментальных исследований. Автор искренне признателен Н.А. Богданову, А.Л. Книпперу, В.Е. Хаину и Н.М. Чумакову за ряд советов и конструктивные замечания.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басов И.А., Вишневская В.С.* Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
- Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л.* Офиолиты Калифорнии и Орегона // Геотектоника. 1987. № 5. С. 97–105.
- Вишневская В.С., Басов И.А.* Океанологические перестройки и эволюционные изменения планктонных микроорганизмов. Расчленение и корреляция фанерозоя по данным микропалеонтологии // Тезисы докладов XII Всероссийского микропалеонтологического совещания. Томск: Томский университет, 1995. С. 64–65.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И.* Палеогеография среднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 15–44.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др.* Эволюция Тетиса // История океана Тетис / Ред. Монин А.С., Зоненшайн Л.П. М.: Наука, 1987. С. 104–115.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит. М.: Недра, 1990. Т. 2. 334 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П.* Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
- Казьмин В.Г.* Коллизия и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 14–23.
- Казьмин В.Г., Сборщиков И.М., Рику Л.-Э. и др.* Вулканические пояса – индикаторы мезозойской-кайнозойской активной окраины Евразии // История океана Тетис / Ред. Монин А.С., Зоненшайн Л.П. М.: Наука, 1987. С. 58–73.
- Книппер А.Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3–5.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я.* Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья // Геотектоника. 1995. № 1. С. 12–22.
- Ломизе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 193 с.
- Ломизе М.Г.* О корреляции главных проявлений тектогенеза в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 929–931.
- Милановский Е.Е.* Пульсация Земли // Геотектоника. 1995. № 1. С. 3–24.
- Милановский Е.Е.* О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–11.
- Найдин Д.П., Похилайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А.* Меловой период. Палеогеография и палеоэкология. М.: Наука, 1986. 261 с.
- Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б.* Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 5. С. 84–97.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Восточной Азии. Новосибирск.: Наука, 1984. 261 с.
- Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
- Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3–8.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: Недра, 1989. 79 с.
- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Филатова Н.И.* Тектоника Кореи // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 146–159.
- Филатова Н.И.* Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 64–77.
- Филатова Н.И.* Эволюция активных континентальных окраин в среднем мелу // Геотектоника. 1996. № 2. С. 74–89.
- Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
- Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой, кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 3. № 6. С. 40–63.
- Чехович В.Д.* Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов М.: Наука, 1993. 272 с.
- Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др.* Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 42–63.
- Aguirre L.* Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications // Tectonophysics. 1992. V. 205. № 1–4. P. 223–237.

- Armstrong R.I., Harakai J.E., Forbes R.B., Evans B.W., Thurston S.P.* Rb-Sr and K-Ar study of metamorphic rocks of the Seward Peninsula and southern Brooks Range // Blue-schists and eclogites. Evans B.W., Brow E.H. (eds). Geological Society of America Mem. 1986. V. 164. P. 185–203.
- Arthur M.A., Dean W.A., Schlanger S.O.* Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO<sub>2</sub> // The carbon cycle and atmospheric CO<sub>2</sub>: natural variations Archean to Present. Sundquist E.T., Broecker W.S. (eds). American Geophysical Union Monograph. 1985. V. 32. P. 504–529.
- Arthur M.A., Kump L.R., Dean W.E., Larson R.L.* Superplume, supergreenhouse // Transactions, American Geophysical Union, 1991. V. 72. 301 p.
- Aubouin J., Blanchet R.* Subduction and tectonics. Discussion on the results of the IPOD, program in active margins // Oceanologia acta. 1981. № SP. P. 283–294.
- Barron E.J., Washington W.M.* Cretaceous climate: a comparison of atmospheric simulations with the geologic record // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1982. V. 4. № 1. P. 103–133.
- Bhale S.N.* India // The Phanerozoic geology of the World. V. II. The Mesozoic, B. Moullade M., Nairn A.E.M. (eds). ELSEVIER. Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo. 1983. P. 305–353.
- Bott M.H.P.* Modelling the plume-driving mechanism // Geol. Soci. London Journal. 1993. V. 150. № 12. P. 941–951.
- Calderia K., Rampino M.R.* The mid-Cretaceous superplume, carbon dioxide and global warming // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. № 4. P. 987–990.
- Cambray H., Cadet J.P.* Testing global synchronism in peri-Pacific arc volcanism // J. Volcanology and Geothermal Research. 1995. V. 63. № 1. P. 145–164.
- Coira B., Davidson J., Mpodozic C., Ramos V.* Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile // Earth-Science Reviews. 1982. V. 18. P. 303–332.
- Coney P.J.* Circum-Pacific tectonogenesis in the North American Cordillera // Monger J.W.H. (ed). Circum-Pacific orogenic belts and evolution series. 1987. V. 18. Amer. Geoph. Un. Vashington. P. 59–69.
- Csejtev B.Ir., Cox D.P., Evarts R.C., Stricker G.D., Foster H.L.* The Cenozoic Denali fault and the Cretaceous accretionary development of southwestern Alaska // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B5. P. 3741–3754.
- Currie L., Parrish R.R.* Jurassic accretion of Nisling terrane along the western margin of Stikinia, Coast Mountains, northwestern British Columbia // Geology. 1993. V. 21. № 3. P. 235–238.
- Dalziel I.W.D., De Wit M.J., Palmer K.F.* Fossil marginal basin in the southern Andes // Nature. 1974. V. 250. P. 291–298.
- Dixon J.* Regional unconformities in the Cretaceous of north-west Canada // Cretaceous Research. 1993. V. 14. P. 17–38.
- Filatova N.I., Vishnevskaya V.S.* Radiolarian stratigraphy and origin of the Mesozoic terranes of the continental framework of the northwestern Pacific (Russia) // Tectonophysics. 1997. V. 269. № 1–2. P. 131–150.
- Frazier W.J., Swimmer D.R.* Regional stratigraphy of North America // Plenum Press, New York – London. 1987. P. 487.
- Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lower L.A.* Canada Basin. In: The geology of Alaska. Plafker G. and Berg H.C. (eds). Boulder. Colorado. Geol. Soc. America. 1994. P. 379–402.
- Fukao Y., Maruyama Sh., Obayashi M., Inoue H.* Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 4–23.
- Grier M.E., Salfity J.A., Allmendinger R.W.* Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina // J. South America Earth Sci. 1991. V. 4. P. 351–372.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1166.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G.* A geological time scale // Cambridge University Press, Cambridge. United Kingdom. 1990. P. 1.
- Harper G.D., Wright J.E.* Middle to Late Jurassic tectonic evolution of the Klamath Mountains, California–Oregon // Tectonics. 1984. V. 3. № 7. P. 759–772.
- Honda S., Yuen D.A., Balachander S., Reuteur D.* Three-dimensional instabilities of mantle convection with multiple phase transitions // Science. 1993. V. 259. № 6. P. 1308–1311.
- Huber B.T., Hodell D.A., Hamiton Ch.P.* Middle – Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // Bull. Geol. Soc. America. 1995. V. 107. № 10. P. 1164–1191.
- Irving E., North F.K., Couillard R.* Oil, climate and tectonics // Canad. J. Earth Sci. 1974. V. 11. № 5. P. 1–17.
- Jenkyns H.C.* Cretaceous anoxic events: from continents to oceans // Geol. Soc. London Journal. 1980. V. 137. P. 171–188.
- Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.I.* Collision tectonics in the Cordillera of western N America: examples from Alaska // Collision tectonics. Coward M.P., Ries A.C. (eds). Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. V. 19. P. 367–387.
- Kawakami S., Fujii N., Fukao Y.* Frontiers of the Earth and Planetary sciences: a gallery of the Planetary Worlds // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. I–VII.
- Kerr A.C., Saunders A.D., Tarney J., Berry N.H., Hards V.L.* Depleted mantle-plume geochemical signatures: no paradox for plume theories // Geology. 1995. V. 23. № 9. P. 843–846.
- Kojima S.* Mesozoic terrane accretion in North-east China. Sikhote-Alin and Japan regions // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1989. № 69. P. 213–232.
- Lanphere M.A., Blake M.C.Jr., Irwin W.P.* Early Cretaceous metamorphic age of the Fork Mountain Schist in the northern California Coast Ranges // Amer. J. Sci. 1978. V. 278. P. 798–816.
- Lanphere M.A., Irwin W.P., Hotz P.E.* Isotopic age of the Nevadan Orogeny and older plutonic and metamorphic events in the Klamath Mountains, California // Bull. Geol. Soc. Amer. 1968. V. 79. P. 1027–1052.
- Larson R.L.* Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991a. V. 19. P. 547–550.
- Larson R.L.* Geological consequences of superplumes // Geology. 1991b. V. 19. № 10. P. 963–966.
- Larson R.L., Olson P.* Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 107. P. 437–447.

- Larson R.L., Pitman III W.C.* World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. V. 83. № 12. P. 3645–3662.
- Maruyama Sh.* Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan.* 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.
- McCourt W.I., Aspden J.A., Brook M.* New geological and geochronological data from Colombian Andes: continental growth by multiple accretion // *J. Geol. Soc. London.* 1984. V. 141. P. 831–845.
- McLanghlin R.L., Blake M.C.Ir., Criscom A., Blome C.D., Murchey B.* Tectonics of formation, translation and dispersal of the Coast Range ophiolite of California // *Tectonics.* 1988. V. 7. P. 1033–1056.
- Megard F.* Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica Elbow (18°S) // *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin.* Monger J.W.H., Flancheteau J. (eds). Boulder, Colorado: Geol. Soc. Amer., 1987. P. 71–95.
- Miller E.L., Hudson T.L.* Mid-Cretaceous extensional fragmentation of a Jurassic-Early Cretaceous compressional orogen, Alaska // *Tectonics.* 1991. V. 10. № 4. P. 781–796.
- Monger J.W.H.* Canadian Cordilleran tectonics: from geosynclines to crustal collage // *Canad. J. Earth Sci.* 1993. V. 30. № 2. P. 299–331.
- Muller R.D.* Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian ocean hotspot traces // *Geology.* 1993. V. 21. P. 275–278.
- O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M.* The chemical evolution of the Earth's mantle // *Sci. Amer.* 1980. V. 242. P. 91–101.
- Otsuki K.* Plate tectonics of Eastern Eurasia in light of fault systems // *Sci. Rep. Tohoku Univ. Second series (Geology).* 1985. V. 55. № 2. P. 141–251.
- Peltzer G., Tapponnier P.* Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. № B12. P. 15085–15117.
- Rowley D.B., Lottes A.I.* Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic: Late Jurassic to Present // *Tectonophysics.* 1988. V. 155. № 1–4. P. 73–120.
- Samson S.D., Patchett P.J., McClelland W.C., Gehrels G.E.* Nd isotopic characterization of metamorphic rocks on the Coast Mountains, Alaskan and Canadian Cordillera: ancient crust bounded by juvenile terranes // *Tectonics.* 1991. V. 10. № 4. P. 770–780.
- Savin S.M.* The history of the Earth's surface temperature during the past 100 million years // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1977. V. 5. P. 319–355.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C., Premoli S.I.* Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgression // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 52. P. 435–449.
- Scotese Ch.R., Ganagan L.M., Larson R.L.* Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // *Tectonophysics.* 1988. V. 155. № 1–4. P. 27–48.
- Sheridan R.E.* Pulsation tectonics as the control of long-term stratigraphic cycles // *Paleoceanography.* 1987. V. 2. № 2. P. 97–118.
- Shervais J.W., Kimbrough D.L.* Geochemical evidence for the tectonic setting of the Coast Range ophiolite: a composite island-arc-oceanic crust terrane in western California // *Geology.* 1985. V. 13. P. 35–38.
- Stein M., Hofmann A.W.* Mantle plumes and episodic crustal growth // *Nature.* 1994. V. 372. № 3. P. 63–68.
- Stein G., Lapierre H., Monod O., Zimmermann J.-L., Vidat R.* Petrology of some Mexican Mesozoic-Cenozoic plutons; sources and tectonic environments // *J. South Amer. Earth Sci.* 1994. V. 7. P. 1–7.
- Stern C.R., Mohseni P.P., Fuenzalida R.* Petrochemistry and tectonic signification of Lower Cretaceous Barrow Arana Formation basalts, southernmost Chilean Andes // *J. South Amer. Earth Sci.* 1991. V. 4. P. 331–342.
- Suarez M.A.* Late Mesozoic island arc in southern Andes, Chile // *Geol. Magazine.* 1979. V. 116. № 3. P. 181–190.
- Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau Ch.* Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 52. P. 355–371.
- Tardy M. and nine others.* The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles, and the Western Cordillera of Columbia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous // *Tectonophysics.* 1994. V. 230. P. 49–74.
- Underschultz J.R., Erdmer P.* Tectonic loading in the Canadian Cordillera as recorded by mass accumulation in the foreland basin // *Tectonics.* 1991. V. 10. P. 367–380.
- Vaughan A.P.M.* Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: a superplume-related event? // *Geology.* 1995. V. 23. P. 491–494.
- Wallace W.K., Hanks C.L., Rogers J.F.* The southern Kahitna terrane: implications for the tectonic evolution of southwestern Alaska // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1989. V. 11. P. 389–407.
- Wallrabe-Adams H.J.* Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: the basic igneous complex // *Tectonophysics.* 1990. V. 185. P. 163–183.
- Wang H.* Atlas of Paleogeography of China // Cartographic Publishing House, Beijing, China. 1985.
- Weinstein S.A.* Catastrophic overturn of the Earth's mantle driven by multiple phase changes and internal heat generation // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. № 2. P. 101–104.
- Wilson K.M., Hay W.W., Wold C.N.* Mesozoic evolution of exotic terranes and marginal seas, western North America // *Marine Geology.* 1991. V. 102. P. 311–361.
- Wilson T.J.* Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile // *Geol. Soc. Bull.* 1991. V. 103. P. 98–111.
- Wu L., Pei R.* Tectonic setting of Mesozoic volcanic belt and regional metallogeny in southern China // *Proceeding of the Seventh Quadrennial IAGOD Symposium.* Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nagele und Obermiller). Stuttgart. 1988. P. 139–147.

Рецензенты А.Л. Книппер, В.Е. Хаин

УДК 551.761.2(4)

## КОРРЕЛЯЦИЯ СРЕДНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-КАСПИЙСКОГО И ГЕРМАНСКОГО БАССЕЙНОВ

© 1998 г. Е. В. Мовшович

*Волго-Донская лаборатория Нижне-Волжского научно-исследовательского института геологии и геофизики  
410710 Саратов, Московский просп., 70, Россия*

Поступила в редакцию 10.07.95 г., получена после доработки 09.01.96 г.

Анализ распределения в разрезах тетрапод, остракод, мегаспор и других органических остатков с учетом фациальной зависимости и филоморфогенетических линий позволяет разрешить противоречия в корреляции триаса Германского, Северо-Каспийского бассейнов и Южного Приуралья, а также с общей стратиграфической шкалой триаса. Подтвержден ранне-среднеанализийский возраст индерской и донгузской свиты Северного Прикаспия и Южного Приуралья. Они соответствуют верхней части рёта (верхнего пестрого песчаника) и нижнего–среднего волнистого известняка (нижнего раковинного известняка) Германского бассейна. Приведены новые данные о позднеанализийском–ладинском возрасте сарпинской и мастексайской свит Северного Прикаспия, юшатырской, букобайской и нижней части суракайской свит Южного Приуралья, сопоставленных с верхней частью среднего (ангидритового) – верхним (главным) раковинным известняком и буроугольным кейпером Германского бассейна. Перерыв, разделяющий индерскую и сарпинскую, киильскую и мастексайскую свиты Северного Прикаспия, донгузскую и юшатырскую свиты Южного Прикаспия, обусловлен регрессией, зафиксированной в среднем раковинном известняке (середина иллира) Германии. Его объем, определенный денудацией во время этой регрессии в Северном Прикаспии и Южном Приуралье, охватывает интервал от середины–конца пельсона до середины иллира.

**Ключевые слова.** Корреляция, средний триас, остракоды, тетраподы, Северо-Каспийский и Северо-Германский бассейны.

В 1975–1981 гг. был опубликован ряд работ (Мовшович, Коцур, 1975; Мовшович и др., 1979; Мовшович, 1977, 1980, 1981), в которых была разработана стратиграфическая схема триаса юго-западной части Прикаспийской низменности (Е.В. Мовшович), уточнена схема триаса Германского бассейна и обоснована его корреляция (с использованием остракод, конодонтов, харофитов, мегаспор и прочих органических остатков) с альпийским и северокаспийским триасом (Х. Коцур). При этом палеонтологические материалы из Северного Прикаспия были в значительной мере собраны Е.В. Мовшовичем, обосновавшим их привязку к разрезу. За прошедшие с тех пор 15–20 лет наши представления в основном не изменились<sup>1</sup>, хотя в них были внесены некоторые коррективы. Так, гемманелловые слои нижней части аралсорской серии (тогда свиты), несогласно залегающие на индерской свите, были выделены в сарпинскую свиту (Мовшович, 1981). Эквивалентом последней на востоке Северного Прикаспия оказалась не только мастексайская свита,

как это было принято вслед за В.В. Липатовой в унифицированной схеме, но и нижняя часть акмамыкской свиты (Мовшович, 1981, 1994; Шелехова и др., 1988). Выяснилось, что сарпинская свита подразделяется на две подсвиты (нижняя и верхняя части гемманелловых слоев), а нижняя подсвита – на пачки глинистую (две нижние остракодовые зоны гемманелловых слоев) и песчано-алевритовую (верхняя остракодовая зона).

Было установлено, что сарпинскую свиту несогласно перекрывает среднетриасовая барманцакская свита (рисунок) – эквивалент верхней подсвиты акмамыкской свиты (Мовшович, 1994). Юго-восточнее стратотипа сарпинской и барманцакской свит выявлена пестроцветная песчано-глинистая толща мощностью до 270–330 м с харофитами верхнего (средне-верхнетриасового) комплекса, несогласно залегающая на барманцакской свите. Этот предполагаемый эквивалент хобдинской свиты востока Северного Прикаспия нами выделен в новую местымбергскую свиту (по урочищу Местымберг на Касаткинской поисковой площади в Приозерном районе республики Калмыкия). Стратотип – скв. 2 (инт. глубин 1914–2153 м), парастратотипы – скв. 9 (инт. гл. 1914–2122 м) и 4 (инт. гл. 1937–2245 м) Касаткинские.

Фактический материал по обсуждаемым проблемам был опубликован ранее (Очев, 1966;

<sup>1</sup> Доктор Х. Коцур из-за невозможности личной встречи с автором для совместной работы над рукописью не считал возможным быть соавтором данной работы, подтвердив свое согласие со сделанными в ней выводами. Он также высказал очень полезные соображения по некоторым вопросам, которые учтены при завершении работы над рукописью, за что автор весьма ему благодарен.



Твердохлебов, 1967; Липатова и др., 1972; Kozur, 1974a, в; Очев, Смагин, 1974; Мовшович, Коцур, 1975; Тужикова, 1975; Коцур, Мовшович, 1976; Кухтинов, 1976; Твердохлебов, Макарова, 1976; Миних, 1977; Мовшович, 1977; Мовшович и др., 1979; Тужикова, 1979; Мовшович, 1980, 1981; Шелехова и др., 1988; Шишкин, Очев, 1992), поэтому здесь не приводится, кроме данных, необходимых для проводимого ниже обсуждения.

М.А. Шишкин и В.Г. Очев (1992) подвергли критике нашу межрегиональную корреляцию, рассматривая возраст местных стратонев среднего триаса, содержащих эриозуховую и мастодонзавровую фауны тетрапод. Первопричиной расхождений они считают вопрос о том, насколько фауна триасовых остракод может быть в настоящее время использована для широких межрегиональных корреляций (Шишкин, Очев, 1992, с. 34), поскольку такие корреляции противоречат данным о распространении остатков тетрапод в их интерпретации. По существу, как писал С.В. Мейен (1982, с. 96), речь идет о том, "какую из нескольких гомотаксальных последовательностей признать за синхронную в разных разрезах".

М.А. Шишкин и В.Г. Очев (1992, с. 34) ссылаются на личное сообщение Д.А. Кухтинова об очень относительных возможностях корреляции триаса Северного Прикаспия и Германии по остракодам из-за того, что в комплексах их остракод "скорее больше различий, чем сходства". Однако сам Д.А. Кухтинов (1976), как и другие остракодологи (Н.Н. Старожилова, А.Г. Шлейфер), несмотря на имеющиеся известные различия в составе комплексов остракод (подобные различия в составе любых фаун и флор неизбежны из-за изменений фациальных условий даже внутри одного бассейна осадконакопления), постоянно проводил корреляцию триасовых отложений именно по остракодам как внутри Северо-Каспийского бассейна, так и между ним и Германским бассейном.

Как показал Х. Коцур (Kozur, 1969, 1971, 1972), при учете уровней филогенетического развития и степени солености в бассейне осадконакопления корреляция по остракодам оказывается вполне достоверной. При этом нередко первое появление того или иного таксона происходило намного раньше, чем оно фиксируется в первоначально изученных разрезах.

М.А. Шишкин и В.Г. Очев опираются на мнение Д.А. Кухтинова о том, что гемманеллы появляются в триасе Болгарии и Польши с ладинского яруса. В отношении Болгарии это верно и объясняется отсутствием там в верхнеанизийских нормальноморских отложениях солоноватоводных образований, в которых только и могли быть найдены исключительно солоноватоводные гемманеллы. Однако применительно к Польше такое указание неверно. По данным Х. Коцура (Ko-

zur, 1974a), как в Северной Германии, так и в Северной Польше, в самой верхней части среднего раковинного известняка, которая относится к базальным слоям верхнего иллира (Abriss..., 1984), в массовом количестве встречаются гемманеллы.

Вместе с гемманеллами в верхней части среднего – средней части верхнего раковинного известняка (верхний иллир-фассан) Германского бассейна (рисунок) массово распространена *Glorianella efforta* (но лишь в солоноватоводных, а не в нормальноморских отложениях), характерная форма мастексайской и нижней подсвиты сарпинской свиты, отличающихся такой остракодовой ассоциацией от комплекса остракод индерской свиты. В последней распространены примитивные мелкорослые (как люткевичинеллы) глорианеллиды (предшественники глорианелл, но не сами глорианеллы) без характерных маргинальных структур на передних краях обеих створок (Kozur, 1973). Подобные формы присутствуют в нижнем раковинном известняке Германского бассейна вместе с остатками аммоноидей и конодонтами вифина-пельсона (Kozur, 1974a).

Но если бы даже Д.А. Кухтинов (1976) оказался прав, утверждая, что гемманеллы появились в начале ладинского века, то это тоже опровергало представление М.А. Шишкина и В.Г. Очева (1992, с. 29) о невозможности корреляции букобайской свиты (с мастодонзавровой фауной), в значительной мере соответствующей мастексайской свите (с гемманеллами), с нижнеладинскими отложениями верхнего раковинного известняка Центральной Европы. Поскольку Д.А. Кухтинов не изучал монографические коллекции остракод из германского триаса, как это сделал Х. Коцур, изучивший также коллекции остракод из северокаспийского триаса (Kozur, 1974b), не корректно опираться лишь на мнение Д.А. Кухтинова при оценке особенностей распространения остракод в триасе Германского бассейна.

М.А. Шишкин и В.Г. Очев (1992, с. 34) полагают, что из-за наличия расхождений между остракодологами в корреляции триаса различных районов Прикаспия по остракодам наши детальные сопоставления остракодовых комплексов Центральной и Восточной Европы вызывают скептическое отношение. Однако они игнорируют то, что мы не просто сопоставляем остракодовые комплексы по общим элементам, а основываемся на больших независимых филморфогенетических рядах развития остракод, установленных Х. Коцуром для различных родов или группировок видов одного рода. При этом сравнивались одинаковые или близкие виды, находящиеся на одних и тех же стадиях развития таких рядов.

Многочисленность находок остракод в различных частях разрезов триаса обеспечивает возможность достаточно детальной корреляции.

При ней в триасе Германского бассейна, по данным Х. Коцура, однозначно установлены представители всех родов триасовых остракод и многих стратиграфически важных видов, известных в Северном Прикаспии, включая и такие необычные формы, как *Casachstanella*.

Если быть последовательными, то М.А. Шишкин и В.Г. Очев должны были в соответствии с декларируемыми ими же принципами выделить нижнюю часть индерской свиты в ее стратотипе в эквивалент донгузской свиты, полагаясь лишь на остатки тетрапод, а не привязывать эти остатки к устанавливаемому только по остракодам “эльтонскому” горизонту, который поэтому не мог быть выделен в местонахождениях тетрапод донгузской свиты. Вопрос о невалидности этого горизонта специально уже рассматривался (Мовшович, 1981), поэтому здесь не затрагивается. Полезно также напомнить мнение В.Г. Очева о том, что крупные интервалы разреза триаса, датированные остракодами, “прослеживаются достаточно определенно” (Очев, Смагин, 1974, с. 80). Между тем, находки остатков тетрапод (особенно определимых хотя бы до рода), несомненно, стратиграфически ценные, даже в хорошо обнаженных разрезах более редки. Представляется важным напомнить сформулированное В.Г. Очевым (1979, с. 13) ограничение возможностей использования тетрапод для корреляции: “Когда мы обращаемся к более детальной стратиграфии – расчленению ярусов (серий), основанному на выделении группировок внутри этапов второго порядка, преимущества тетрапод исчезают. Это не всегда ясно осознается”.

Следует также иметь в виду такую общеизвестную истину, что любая фауна (фаунистическая группировка) распространена в пределах какого-то стратиграфического диапазона. Поэтому уровни находки представителей данной фауны в каком-либо разрезе свидетельствуют о принадлежности к такому интервалу, а не доказывают его полное развитие здесь, если не зафиксирована смена одной фауны другой.

В рассматриваемом случае между эриозухой и мастодонзавровой фаунами донгузской и юшатырской свит имеется отчетливо выраженное несогласие. В течение соответствующего ему перерыва произошла их смена<sup>2</sup>. Причем здесь произошла смена не в филогенетических рядах подсемейств, а смена доминант различных се-

мейств тетрапод. Поэтому, например, находки остатков мастодонзавриды или плагиозавров в разных удаленных друг от друга разрезах не свидетельствует о синхронности костеносных слоев, а лишь о принадлежности их к одинаковым стратиграфическим интервалам.

Так, М.А. Шишкин и В.Г. Очев считают местонахождение тетрапод Кара-Бала-Кантемир у озера Индер синхронным местонахождениям в букобайской свите (несмотря на редкость в Южном Приуралье прогрессивных плагиозаврин и отсутствие у оз. Индер прогрессивных плагиостернин), с чем согласны и мы, и в буроугольном кейпере Германского бассейна, в котором местодонзавриды представлены другим родом, а плагиозаврины и плагиостернины иными видами, чем в Северном Прикаспии и Южном Приуралье. Поэтому стратиграфическая корреляция таких остатков тетрапод производится по оценке степени их филогенетического развития, что позволяет сделать лишь достаточно грубые оценки возраста. Следовательно, даже из данных о распространении тетрапод вовсе не вытекает вывод о строгой одновозрастности их местонахождений в Германском бассейне, с одной стороны, и в Северном Прикаспии, Южном Приуралье – с другой.

Для определения возраста донгузской свиты первостепенное значение имеют следующие данные о находках: 1) фрагмента нижней челюсти эриозуха *E. ?silesiacus* (Очев, 1966, с. 137, 158; 1968, с. 123; Шишкин, Очев, 1992, с. 29) из нижнего волнистого известняка Силезии; 2) нижней челюсти близкого к эриозухе *Mentorosaurus walteri* (Очев, 1966, с. 137, 158) из нижнего волнистого известняка Тюрингии; 3) фрагментов и плохо известных остатков капитозавроидов, могущих сопоставляться с эриозуховой фауной (Шишкин, Очев, 1992, с. 29) из доломитовых песчаников и черепичных глин (волянистоизвестняковые песчаники Рюо) долины р. Мадо южнее г. Нанси (Лотарингия); 4) части черепа плагио – стернины *Aranetsia improvisa* из низов краснокаменной свиты и ребра крупной плагиостернины из низов верхнелестаншорской подсвиты Печорского Приуралья (Новиков, Шишкин, 1992), охарактеризованных анизийскими (видимо, ниже-среднеанизийскими) спектрами миоспор (Ильина, Новиков, 1991). Все перечисленные стратотипы, особенно в Германском бассейне, соответствуют верхней части вифина – отчасти пельсону в средней части анизийского яруса, но не ладинскому ярусу, как принимают М.А. Шишкин и В.Г. Очев.

М.А. Шишкин и В.Г. Очев справедливо полагают, что нижний возрастной предел средней–верхней части донгузской свиты (нижняя ее часть осталась палеонтологически не охарактеризованной) определяется стратиграфическим положением находок гептазаврово-зоциклотозавровой фауны.

<sup>2</sup> Если верно мнение, что эриозуху может принадлежать “описанный Ф. Бройли (1906 г.) обломок нижней челюсти из среднего триаса Бейрихских Альп, показывающий сходную с эриозухой форму меккелева отверстия, заостренную вперед” (Очев, 1966, с. 137), то следует иметь в виду происхождение этой находки из нижекарнийских райблских слоев Баварских Альп. Следовательно, фактически допускается сосуществование эриозуховой и мастодонзавровой фауны.

Ее руководящие формы *Neptasaurus cappelensis* (примитивный мастодонзаврид), *Stenotosaurus semiclausus*, *Eocyclotosaurus woschmidti* происходят из той части рёта (верхнего бунтзандштайна) Шварцвальда (Южный Баден), которая, видимо, относится к самым нижним слоям (эгей) анизийского яруса. Некоторые элементы этой фауны (*H. waslensis*, *E. lehmani*) встречаются в юльциевом песчанике Лотарингии (эквивалент верхнего рёта), соответствующим нижней части вифина. Следовательно, гептазаврово-эоциклотозавровая фауна Центральной Европы, охватывающая интервал эгей–нижний вифин, вполне может коррелироваться с нижней частью донгузской свиты, заключенной между местонахождениями паротозуховой и эриозуховой фаун.

Средняя–верхняя части донгузской свиты содержат, кроме эриозухов, примитивные плагиозаврины (*Plagioscutum ochevi*) и плагиостернины (*Plagiosternum paraboliceps*). По-видимому, она охватывает эквиваленты верхней части вифина и пельсон. Возможно, существовал какой-то возрастной интервал сосуществования гептазаврово-эоциклотозавровой и эриозуховой фаун.

В верхней части верхнего (главного) раковинного известняка (нижняя часть лангобарда) распространены крупные капитозавроиды, обычно относившиеся к мастодонзаврам, но по мнению М.А. Шишкина (1987, с. 5), “их родовая принадлежность в действительности не вполне ясна”. Все же такой вывод не исключает хотя бы частичной правомерности заключений Г. Майера, Ж. Корруа и других исследователей о присутствии здесь мастодонзаврид, если даже В.Г. Очев делал подобные определения, пусть и условные (Шишкин, Очев, 1992, с. 32). Позже М.А. Шишкин и В.Г. Очев (1992, с. 31) высказали мнение, что позвонки отсюда принадлежат капитозавроидам, близким к эриозуху. Совместно с ними встречаются ранние плагиостернины (*Plagiosternum granulosum*) и плагиозаврины (*Plagiosuchus pustuloglomeratus*), представленные либо другим видом, либо иным родом, чем в донгузской свите.

Мы считаем, что эту фауну невозможно отождествить с эриозуховой фауной донгузской свиты, как не можем исключить ее принадлежность к мастодонзавровой фауне, собственно мастодонзавровые элементы которой почему-либо подавлены или плохо сохранились. С учетом всех известных данных мы считаем, что донгузская свита охватывает интервал нижней–средней части анизийского яруса полностью или частично (Мовшович, 1980), принимая во внимание перерыв между донгузской и юшатырской свитами (рисунок), который фиксировал и В.Г. Очев (1968, с. 122).

В нижней части стратотипа индерской свиты найдены отдельные кости *Plagioscutum ochevi* (Шишкин, 1987, с. 9), позвонки “капитозавроидов,

сходные по размерами и степени окостенения с таковыми *Egyosuchus* из донгузской свиты Южного Приуралья” (Очев, Смагин, 1974, с. 79) и зубная пластинка *Ceratodus bucobaensis* (Миних, 1977, с. 27). Такие находки не противоречат нашим представлениям об одновозрастности донгузской и индерской свит, подстилающихся несомненно оленекскими петропавловской и енотаевской свитами (рисунок).

В донгузской свите практически не найдены остатки остракод. В индерской свите они многочисленны. Остракоды позволяют коррелировать индерскую свиту с средним–верхним рётом и большей частью нижнего раковинного известняка (эгей–пельсон) Германского бассейна. Верхняя половина нижнего раковинного известняка Германского бассейна содержит многочисленные пельсонские формы аммоноидей из рода *Balatonites* и др., конодонтов *Nicorella kockelli*, *N. germanica*, *Neogondolella bulgarica*, брахиопод *Decurtella decurtata*.

Перерыв, разделяющий в Северном Прикаспии и Южном Приуралье индерскую, кийльскую и донгузскую свиты, с одной стороны, и сарпинскую, мастексайскую и юшатырскую свиты, с другой стороны, обусловлен регрессией, зафиксированной в среднем раковинном известняке (середина иллира) Германского бассейна. Его объем, определенный денудацией во время этой регрессии в Северном Прикаспии и Южном Приуралье, охватывает стратиграфический интервал от среднего–верхнего пельсона (в зависимости от глубины неравномерного вреза в кровлю индерской, кийльской и донгузской свит) до середины иллира (рисунок).

М.А. Шишкин и В.Г. Очев (1992, с. 34) полагают, что наше представление о раннеанизийском возрасте нижней части индерской свиты опровергается палинологической корреляцией ее с “рёт” Польши (Шелехова и др., 1988). Она кажется им верной, так как польский “рет”, по их мнению, не древнее среднего анизия. Однако исследования Х. Коцура (Kozur, 1974a) показали, что “рет” Польши в основном соответствует эгею–нижнему вифину, а базальные слои – верхам оленека (рисунок). Поэтому такие данные лишь подтверждают нашу точку зрения. Присутствие в гоголинских слоях (перекрывающих “рёт”) Верхней Силезии *Dadocrinus gracilis*, руководящей формы нижнего вифина, также исключает правильность мнения, что польский “рет” “не древнее среднего анизия” (Шишкин, Очев, 1992, с. 34).

Наши критики считают грубой ошибкой принятие нами объема донгузской, как и индерской, свиты только ниже-среднеанизийским. Однако в то время, когда мы готовили и публиковали наши работы, В.Г. Очев тоже считал, что донгузская свита соответствует верхнему пестрому пес-

чанику и нижней части раковинного известняка, т.е. нижней половине среднего триаса, а не коррелировал всю донгузскую свиту или ее большую верхнюю часть с нижнеладинскими и нижней частью верхнеладинских отложений, как он считает сейчас.

Точка зрения М.А. Шишкина и В.Г. Очева об огромном стратиграфическом объеме донгузской и индерской свит (весь анизийский и большая часть ладинского ярусов) представляется невероятной при сравнении литологического состава и мощностей их с более древними и молодыми триасовыми свитами, и учитывая отсутствие крупных перерывов и следов некомпенсированного осадконакопления.

Обратимся теперь к вопросу о возрасте местонахождения тетрапод у могил Кара-Бала-Кантемир на водоразделе хребта Кок-Тау у восточного побережья озера Индер. После личного сообщения В.Р. Лозовского, осмотревшего в 1984 г. резко расширенную бульдозером первоначально небольшую расчистку этого местонахождения, стало ясно, что костеносные глины с прослоями песчаников здесь относятся к мастексайской свите, ибо в подстилающей толще глин индерской свиты (с маломощными прослоями известняков) встречаются лишь редкие неопределимые кости. М.А. Шишкин (1987, с. 9) также отмечает, что костеносные зеленоватые и пестроцветные глины с врезом залегают на подстилающей толще черных глин.

Ошибочное отнесение костеносных глин к верхам индерской свиты, принятое нами (Мовшович, 1977) вслед за В.В. Липатовой и др., (1972), В.Г. Очевым и Б.Н. Смагиным (1974) было вызвано тем, что местонахождение у могил Кара-Бала-Кантемир расположено близ границы индерской и масексайской свит. Поэтому в условиях плохой обнаженности первоначально трудно было правильно привязать костеносные слои.

Здесь обнаружены кости мастодонзаврид ("Mastodonsaurus" torvus) и подчиненных им прогрессивных плагиозаврин (*Plagioscutum caspiense*) в зеленовато-серых и пестроцветных глинах мастексайской свиты. В собранных здесь В.Р. Лозовским образцах М.Н. Шелехова определила комплекс миоспор, идентичный нижней части мастексайской свиты и близкий букобайской свите. Мастексайская свита в этом местонахождении с денудационным врезом залегают на темно-серых до черных глинах верхов индерской свиты с маломощными прослоями известняков, содержащими нижнелельсонский комплекс остракод (Мовшович, Коцур, 1975, с. 109–110; Мовшович, 1977, с. 99).

Высказанное представление, уточняющее и развивающее наши взгляды (Мовшович, 1980, 1981), было доложено Е.В. Мовшовичем в ноябре 1991 г. на пленарном заседании Региональной

Межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы (Саратов).

По мнению В.И. Тужиковой (1975), комплекс миоспор из базальной (костеносной) части букобайской свиты в стратотипе оказался древнее, чем из буроугольного кейпера Центральной Европы. Подтверждением иллирского возраста нижней части мастексайской свиты является находка в верхней части глинистой пачки (в 60 м выше подошвы) нижней подсвиты сарпинской свиты (рисунок) в разрезе скв. 5-с Владимирской (инт. глуб. 1114–1120 м) комплекса мегаспор (Коцур, Мовшович, 1976; Мовшович и др., 1979), помимо находок характерных остракод. На анализе состава остракод сарпинской свиты мы здесь не останавливаемся, т.к. он был выполнен ранее (Мовшович и др., 1979).

О возрасте букобайской свиты можно косвенно судить и по комплексу остракод, найденному в керне скв. С-36 Гирьяльской ГСП (глубина 108 м) из низов пачки алевроитово-песчаных пород (серых и зеленовато-серых, мелко-среднезернистых, полевошпатово-кварцевых, слоистых) суракайской свиты (Мовшович, 1980), перекрывающей букобайскую свиту. По личному сообщению ст. геолога Гирьяльской ГСП А.Н. Байдовой, картированием Новочеркасской мульды в Оренбургском Приуралье (на левом берегу р. Урал к северо-востоку от пос. Новочеркасского) с использованием обнажений, шурфов и буровых скважин, было установлено, что алевроитово-песчаная пачка суракайской свиты, вскрытая скв. С-36, залегают на базальной пачке глин, которую подстилает пестроцветная (существенно красноцветная) букобайская свита на восточном крыле Новочеркасской мульды. Присутствие в Новочеркасской мульде суракайской свиты с теми же характерными пачками в нижней части разреза отмечалось и другими исследователями (Гаряинов, Шаткинская, 1966; Твердохлебов, 1967).

Комплекс остракод отсюда состоит из *Bisulco-spiris rubachae* – примитивной формы (переходной к более древней *Lutkevichinella* (*Cytherissinella*) *sokolovae*) *Gemmanella meyeri* (переходной к более древней *Gemmanella* (*Praegemmanella*) *subtilis*), *G. (Neogemmanella) oertlii*, *Glorianella efforta*, *Blomella transita* (форма, переходная к более древней *B. sulcata*).

Такой комплекс, характерный для песчано-алевритовой пачки нижней подсвиты сарпинской свиты (рисунок), отличается особенностями состава, свойственными ассоциациям остракод, переходных от иллирских к фассанским. Поэтому точнее считать, что граница букобайской и суракайской свит проходит в самой нижней части фассана (рисунок), а не в его подошве, как мы принимали ранее (Мовшович, 1980).

С нашей датировкой хорошо согласуется мнение Н.Н. Старожиловой об идентичности комплекса остракод из верхней части мастексайской свиты купола Краснояр в восточной части Северного Прикаспия и из нижней части суракайской свиты (Старожилова, Шелехова, 1987). Палинологические исследования М.Н. Шелеховой верхней части мастексайской свиты купола Краснояр и других разрезов позволили ей сделать вывод о раннеладинском возрасте этих отложений.

М.А. Шишкин и В.Г. Очев (1992, с. 34) считают, что наше определение возраста суракайской свиты Новочеркасской мульды опровергается исследованиями В.П. Твердохлебова и И.С. Макаровой (1976) стратотипа букобайской свиты (в действительности района стратотипа суракайской свиты). Мы уже высказывали свое отрицательное отношение к выводу этой работы (Мовшович, 1980).

Важнее заключение В.И. Тужиковой (1979, с. 27), изучившей тот же район. По ее мнению, работа В.П. Твердохлебова и И.С. Макаровой (1976) “только знакомит читателя с тем, как, не имея четких литологических критериев для дифференцированного диагностирования сероцветных образований различных стратиграфических единиц Южного Приуралья, на основании визуальной констатации сероцветности пород различных обнажений – все они приписывались суракайской свите. Затем суракайская свита, превращенная в собирательное место всех сероцветных отложений Южного Приуралья, в связи с ее “разновозрастностью” была объявлена несостоятельной и переведена в ранг суракайской фации. Такое решение проблемы суракайской свиты не может считаться правильным”.

Поддержанное М.А. Шишкиным и В.Г. Очевым мнение В.П. Твердохлебова и И.С. Макаровой о том, что “суракайская фация” замещает донгузскую свиту Суракайской мульды противоречит, прежде всего, представлениям В.А. Горяинова, В.Г. Очева, В.П. Твердохлебова и многих других о региональном перерыве, отделяющем донгузскую свиту от вышележающих юшатырской, букобайской и суракайской свит.

В.И. Тужикова (1975), изучившая комплекс миоспор из самой верхней части букобайской свиты в ее стратотипе, пришла к выводу о его соответствии гемманелловым слоям (мастексайской свите) Северного Прикаспия. Более молодая ассоциация миоспор из стратотипа суракайской свиты привела ее к выводу о раннекарнийском возрасте вмещающих пород (Тужикова, 1979). Однако В.И. Тужикова (1979, с. 30) отмечает при этом, что в разрезах обнажений и скважин в Суракайской мульде, по-видимому, осталась не вскрытой нижняя часть суракайской свиты. Верх-

нетриасовый возраст верхней части суракайской свиты признается и нами (Мовшович, 1980).

С верхнеиллирско-фассанским возрастом нижней подсвиты сарпинской свиты, обоснованном находками остатков остракод и мегаспор, хорошо согласуется лангобардский возраст верхней подсвиты той же свиты. Он подтверждается небогатыми находками остатков остракод (Мовшович и др., 1979) и мегаспор (Коцур, Мовшович, 1976) в верхней половине верхней подсвиты сарпинской свиты в скв. I-п Садовой (инт. глуб. 1844, 3–1905, 5 и 1920–1924 м) и скв. 6–Царынской (инт. глуб. 2440–2450 м), соответствующими лангобардским комплексам Германии. Среднетриасовая фауна остракод и миоспоры барманцакской и бергской свит требуют дополнительного изучения, поэтому их состав здесь не анализируется.

Принимая традиционно верхнетриасовый возраст суракайской свиты, М.А. Шишкин и В.Г. Очев (1992, с. 31, 32) игнорируют принадлежность флористических остатков этой свиты, как и подстилающей ее букобайской свиты, по И.А. Добрускиной (1982), к единой сцитофилловой ладинско-карнийской флоре (хотя и упоминают об этом), к которой отнесены также растительные остатки вышележащих курашасайской и курайлинской свит. Поэтому они не противоречат ладинскому возрасту нижней части суракайской свиты.

О верхнетриасовом (карнийском) возрасте верхней части суракайской свиты, как уже упоминалось, свидетельствуют миоспоры (Тужикова, 1979). Карнийский возраст, судя по мегаспорам, имеет и курашасайская свита (Мовшович, 1980). Некоторые считают, что в скважинах, вскрывших самые молодые слои суракайской свиты, они охарактеризованы рэтскими и рэт-лейасовыми миоспорами (Твердохлебов, Макарова, 1976). Несмотря на неоднократные находки остатков тетрапод по всему разрезу верхнего триаса Западной Европы, в разновозрастных отложениях Восточной Европы пока таких находок не сделано.

Точное время появления мастодонзавровой фауны пока не уставлено. Хотя опровержение принадлежности некоторых остатков капитозавроидов, принимавшихся нами вслед за В.Г. Очевым за мастодонзаврид, верно (Шишкин, Очев, 1992, с. 32), все же нет сомнений в том, что самые примитивные мастодонзавриды (гептазавры) существовали уже в начале анизия. Более того, В.Г. Очев (1972, с. 196–197), отмечая находку фрагмента *Mastodonsaurus* sp. в средней части донгузской свиты, признал: “Она неотличима от соответствующей кости *M. togvus* Konzh. Эта находка указывает на существование рода *Mastodonsaurus* в донгузское время, когда он был, однако, весьма редок”.

Ясно, что мастодонзавры стали играть существенную роль до накопления юшатырской свиты, видимо, во время перерыва, отделяющего ее от донгузской свиты и обусловленного регрессией в середине иллира. Любопытно, что В.П. Твердохлебов и И.С. Макарова (1976, с. 58) принимают за время появления мастодонзавровой фауны начало ладинского века, а не его вторую половину, хотя М.А. Шишкин и В.Г. Очев (1992, с. 29) ссылаются именно на эту работу для подтверждения своей правоты. Так же обстоит дело и с ссылкой на исследования В.И. Тужиковой, которая после изучения миоспор базальной (костеносной) части букобайской свиты сделала вывод о ее большей древности, чем буроугольный кейпер (Тужикова, 1975, с. 6).

Таким образом, работа М.А. Шишкина и В.Г. Очева (1992), внесшая ряд существенных уточнений в палеонтологическую характеристику, не опровергла принципиально нашу схему стратиграфической корреляции среднего триаса Северо-Каспийского и Германского бассейнов. Проведенное обсуждение рассмотренных проблем нам представляет полезным. Оно позволило показать, что отнесение индерской и синхронной ей донгузской свит к нижнему-среднему анизию (эгею-пельсону) согласуется с данными по остракодам и фактически не противоречит сведениям о распространении тетрапод. Местонахождения мастодонзавровой фауны в Северном Прикаспии (мастексайская свита) и в Южном Приуралье (юшатырская и букобайская свиты) являются более древними, чем местонахождения в буроугольном кейпере Центральной Европы, что согласуется с различиями в видовом, а отчасти и в родовом их составе.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гаряинов В.А., Шаткинская Е.Ф. К палеонтологической характеристике верхнетриасовых отложений Оренбургского Приуралья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1966. Вып. 3. Ч. 2. С. 72–90.
- Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. Вып. 365. 196 с.
- Ильина Н.В., Новиков И.В. Триасовые отложения Северного Приуралья // Научные доклады. Сыктывкар: Коми науч. центр. Урал. отд. АН СССР, 1991. Вып. 271. 24 с.
- Коцур Х., Мовшович Е.В. Мегаспоры из гемманелловых слоев юго-западной части Северо-Каспийской впадины и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 3. С. 53–60.
- Кухтинов Д.А. Биостратиграфия триасовых отложений Прикаспийской впадины по остракодам. М.: Недра, 1976. 99 с.
- Липатова В.В., Лопато А.Ю., Макарова И.С. и др. Новые данные по палеонтологическому обоснованию среднего триаса в Прикаспийской впадины // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 4. С. 927–930.
- Мейен С.В. Концепция гомотаксиса и ее значение в геохронологии // Развитие учения о времени в геологии. Киев: Наукова думка, 1982. С. 88–99.
- Миних М.Г. Триасовые двоякодышащие рыбы востока европейской части СССР. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1977. 97 с.
- Мовшович Е.В. Палеогеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1977. 240 с.
- Мовшович Е.В. О возрасте суракайской свиты триаса Оренбургского Приуралья // Новое в стратиграфии триаса Палеоурала. Свердловск: Уральский науч. центр АН СССР, 1980. С. 62–66.
- Мовшович Е.В. Главные проблемы стратиграфии триасовых отложений Прикаспийской впадины (К 150-летию открытия триаса) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 5. С. 58–69.
- Мовшович Е.В. Проблемы стратиграфии перми и триаса западной части Северо-Каспийского нефтегазодобывающего бассейна // Недр Поволжья и Прикаспия. Саратов: Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики. 1984. Вып. 6. С. 33–37.
- Мовшович Е.В., Коцур Х. О принципиальных вопросах стратиграфии триасовых отложений Северо-Каспийской впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 10. С. 106–112.
- Мовшович Е.В., Коцур Х., Малая М.Г. О возрасте гемманелловых слоев триаса Северо-Каспийской впадины // Стратиграфия триаса Урала и Предуралья. Тр. Ин-та геологии и геохимии. Уральский науч. центр АН СССР. 1979. Вып. 147. С. 3–22.
- Новиков И.В., Шишкин М.А. Новые среднетриасовые лабиринтодонты Печорского Приуралья // Палеонтол. журнал. 1992. № 3. С. 71–80.
- Очев В.Г. Систематика и филогения капитозавроидных лабиринтодонтов. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1966. 184 с.
- Очев В.Г. Значение анализа филогенетических отношений капитозавроидных лабиринтодонтов для корреляции континентальных триасовых отложений удаленных регионов // Закономерности развития органического мира по данным палеонтологии. Л.: Наука, 1968. С. 115–125.
- Очев В.Г. Капитозавроидные лабиринтодонты юго-востока европейской части СССР. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1972. 70 с.
- Очев В.Г. Стратиграфическое значение низших наземных позвоночных. Методические основы // Стратиграфическое и палеогеографическое значение верхнепермских и триасовых позвоночных Восточно-Европейской платформы и Приуралья. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1979. С. 5–15.
- Очев В.Г., Смагин Б.Н. О местонахождениях триасовых позвоночных у озера Индер // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49. Вып. 3. С. 74–81.
- Старожилова Н.Н., Шелехова М.Н. О совместной находке гемманелл (остракоды) и миоспор в триасовых отложениях северо-востока Прикаспийской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 4. С. 127–129.

*Твердохлебов В.П.* Стратиграфия среднего и верхнего триаса Южного Приуралья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та. 1967. Вып. 4. Ч. 1. С. 78–91.

*Твердохлебов В.П., Макарова И.С.* Возраст суракайских сероцветных образований и объем букобайской серии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С. 53–60.

*Тужикова В.И.* Новые данные о спорово-пыльцевых комплексах ладинских отложений на Урале // Новые миоспоры, фораминиферы, остракоды и конодонты палеозоя и мезозоя Урала. Свердловск: Тр. Ин-та геологии и геохимии. Уральский науч. центр АН СССР. 1975. Вып. 119. С. 3–27.

*Тужикова В.И.* О возрасте и стратиграфическом объеме суракайской свиты и букобайской серии Южного Приуралья // Стратиграфия триаса Урала и Предуралья. Свердловск: Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральского науч. центра АН СССР. 1979. Вып. 147. С. 26–51.

*Шелехова М.Н., Волчегурский Л.Ф., Волосаев В.А. и др.* Биостратиграфия средне-верхнетриасовых отложений Восточного Прикаспия (по палинологическим данным) // Палеонтологический сб. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1987. № 25. С. 84–91.

*Шишкин М.А.* Эволюция древних амфибий. М.: Наука, 1987. Т. 22. 143 с.

*Шишкин М.А., Очев В.Г.* О возрасте эриозуховой и мастодонзавровой фаун позвоночных Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 7. С. 28–35.

*Abriss der historischen Geologie / Träger K.-A. unter Mitwirkung von Kozur H., Ruchholz K., Watznauer A., Kahlke H.-D.* Berlin: Akademie-Verlag. 1984. 718 s.

*Kozur H.* Die Gattung *Speluncella* Schneider 1956 (Ostracoda) in der germanischer Trias // Freiburger Forsch.-H. 1969. C-245. S. 47–67.

*Kozur H.* Zur Verwertbarkeit von Conodonten, Ostracoden und anderen Mikrofossilien für stratigraphische und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias // Geol. Zborn. Geol. Carpatica. 1971. V. 22. № 1. S. 105–130.

*Kozur H.* Die Bedeutung triassischer Ostracoden für stratigraphische und paläoökologische Untersuchungen // Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck. 1972. V. 21. S. 623–660.

*Kozur H.* Beiträge zur Ostracodenfauna der Trias // Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck. 1973. V. 3. № 5. S. 1–41.

*Kozur H.* Die Biostratigraphie der germanischen Trias // Freiburger Forschungs.-H. 1974a. C-280. T. I. 56 s. T. II. 71 s.

*Kozur H.* Neue Ostracodenarten aus den Gemmanellenschichten des Prikaspigebietes / Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck. 1974b. V. 4. № 8. S. 1–36.

Рецензент А.А. Шевырев

УДК 551.763.331:564.53(575)

## ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕГО МЕЛА ВОСТОКА СРЕДНЕЙ АЗИИ ПО АММОНИТАМ

© 1998 г. Ф. Х. ХАКИМОВ

Институт геологии АН Республики Таджикистан  
734063 Душанбе, ул. Айни, 267, Таджикистан

Поступила в редакцию 23.08.95 г., получена после доработки 18.09.95 г.

В статье приводится новая детальная схема биостратиграфии верхнего мела востока Средней Азии, основанная на изучении аммонитов, которая существенно уточняет схемы, предложенные прежними авторами. В нижнем сеномане установлены два стратона: слои с *Mediasiceras beljakovae* Iijin и зона *Karamaites gaurdakense*. В среднем сеномане – слои с *Mediasiceras lenticulare* (Luprov) и зоны *Kopetdagites aktaschensis* и *Acanthoceras jukesbrownei*. Верхний сеноман включает две зоны: *Eucalycoceras pentagonum* и *Sciponoceras gracile*. В нижнем туроне выделены две зоны: *Watinoceras coloradoense* и *Thomasites koulabicus*, в среднем туроне зоны *Spathites (Jeanrogericeras) reveliereanum* и *Collignonoceras woolgari*, в верхнем туроне зоны *Subprionocyclus neptuni*, *Hourcquia pacifica* и слои с *Coilopoceras gis-sarensis*. В коньякских отложениях установлены зона *Prionocycloceras guayabanum* и слои с *Eostantonoceras babatagensis*. В нижнем сантоне – лона *Stantonoceras guadalupae asiaticum* и зона *Stantonoceras polyopsis*, а в верхнем сантоне лона *Stantonoceras tagamense*. В нижнем кампане выделена зона *Asiatostantonoceras tagamense*, в верхнем кампане зоны – *Hoplitoplacenticeras marroti* и *Trachyscaphtes pulcherrimus*. В нижнем маастрихте выделены зоны *Nostoceras hyatti* и *Vaculites knopgianus*. Значительно понижена нижняя граница маастрихта по сравнению с данными других исследователей. Все установленные стратоны сопоставлены со стратотипами ярусов и сопредельными регионами ближнего и дальнего зарубежья.

**Ключевые слова.** Стратиграфия, верхний мел, аммониты, восток Средней Азии.

Верхнемеловые отложения широко представлены на территории востока Средней Азии. Они распространены в пределах Южного Тянь-Шаня и его межгорных впадин. Отложения верхнего мела неравномерно обнажаются в ядрах и крыльях почти всех положительных структур Таджикской депрессии и ее обрамлении – юго-западных отрогах Гиссарского хребта и на юго-западном Дарвазе, в отдельных впадинах Зеравшано-Гиссарской горной области, на южном склоне Алайского и Заалайского хребтов, в восточной и северной частях Ферганской депрессии и в Наукатской котловине (рисунок). Верхнемеловые отложения сложены песчано-глинистыми образованиями с прослоями карбонатных пород, обогащенных терригенным материалом и детритом. Наряду с морскими фациями появляются лагунные и континентальные образования, роль которых значительно возрастает с запада на восток, при этом комплекс фауны значительно беднеет. Помимо провинциальных форм, появляются виды, характерные для Средиземноморской области.

Основные вехи в изучении верхнемеловых отложений востока Средней Азии связаны с именами С.Н. Михайловского (1914), Б.А. Борнемана (1940), С.Н. Симакова (1952, 1953), Н.Н. Бобковой (1961), В.Д. Ильина (1969), З.Н. Поярковой (1969), М.Р. Джалилова (1971) и других.

Автор в течение более двадцати пяти лет (1963–1992 гг.) занимался составлением детальных стратиграфических разрезов с отбором не только остатков аммонитов, но и других групп ископаемых организмов. На основе изучения собранного автором за последние годы нового палеонтолого-стратиграфического материала была разработана более детальная и фаунистически более обоснованная стратиграфическая схема верхнего мела востока Средней Азии, значительно отличающаяся от ныне существующей стратиграфической схемы (Ильин, 1969) (табл. 1, 2).

В рассмотренной стратиграфической схеме введены следующие таксономические единицы стратонов: слои с фауной, лона и зона. Слои с фауной являются подразделениями местной шкалы. Они объединяют отложения, содержащие определенные виды или комплексы органических остатков, отличающихся от ниже- и вышележащих слоев. В данной статье этот стратон применяется в случае, если он ограничен распространением только одного или нескольких районов.

Лона – категория региональных подразделений. В понимании автора лона охватывает несколько регионов (Бухаро-Таджикский, Ферганский).

Зона – категория общей стратиграфической шкалы. В данной работе автор рассматривает зону в трактовке Г.Я. Крымгольца (1980).

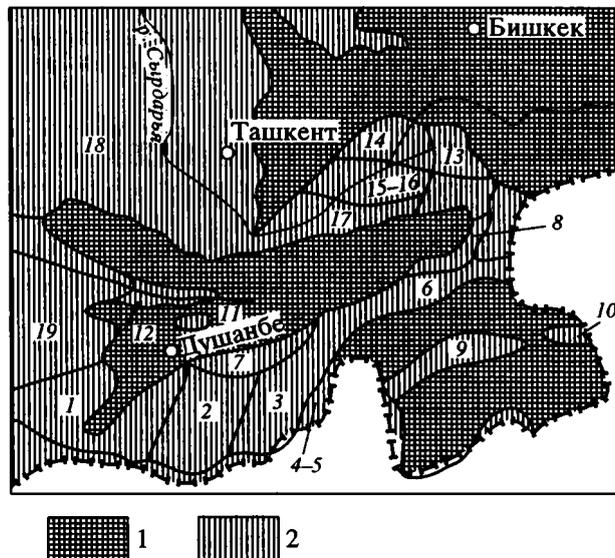


Схема распространения выходов верхнемеловых отложений Востока Средней Азии.

1 – выходы домеловых пород; 2 – выходы меловых пород.

Районы (цифры на схеме): 1 – Гаурдакский, 2 – Кафирниганский, 3 – Вахшский, 4 – Хозретишинский, 5 – Обиноуский, 6 – Заалайский, 7 – Южногиссарский, 8 – Алайский, 9 – Акбайтальский, 10 – Ранкульский, 11 – Раватский, 12 – Магинанский, 13 – Карадарьинский, 14 – Варзыкский, 15 – Наукатский, 16 – Канский, 17 – Исфаринский, 18 – Приташкентский, 19 – Бухарский.

### НИЖНИЙ СЕНОМАН СЛОИ С *Mediasiceras beljakovae* Pjin

Слои установлены только в Гаурдакском районе Бухаро-Таджикского региона (= тьюбегатанской свите) и согласно залегают на образованиях зоны *Stoliczkaia dispar* (вракон).

Характерный комплекс аммонитов: *Mediasiceras beljakovae* Pjin, *Karamaites aff. mediasiaticum* (Luprov).

Вид-индекс слоев с *Mediasiceras beljakovae* встречен в зоне *Mantelliceras mantelli* нижнего сеномана Западного Копетдага (Атабекян, 1966).

#### Зона *Karamaites gaurdakense*

Зона распространена в Гаурдакском районе Бухаро-Таджикского региона и соответствует каракансайской свите.

Характерный комплекс аммонитов: *Karamaites gaurdakense* (Luprov), *K. gissarensis* Pjin, *K. asiaticum* (Pjin), *K. acutum* (Pjin), *K. mediasiaticum* (Luprov), *Mantelliceras sp.*, *Anaplacenticeras sp.*

На принадлежность этой зоны к нижнему сеноману указывает находки *Mantelliceras sp.* Согласно данным В.Д. Ильина (1969) в нижнем сеномане Горного Бадхыза совместно с *Karamaites sp.* и *Karamaites mediasiaticum* (Luprov) встречаются *Mantelliceras tuberculatum* Mant., *M. cf. hyatti* Spath, *M. mantelli* Spath. Стратиграфическое распространение вышеперечисленных видов указывает на

раннесеноманский возраст рассматриваемой зоны, а вид-индекс *Karamaites gaurdakense* (Luprov) распространен в зонах *Submantelliceras saxbi* и *Mantelliceras mantelli* нижнего сеномана Западного Копетдага (Атабекян, 1966).

### СРЕДНИЙ СЕНОМАН СЛОИ С *Mediasiceras lenticulare* (Luprov)

Рассматриваемые слои распространены в Гаурдакском и Кафирниганском районах Бухаро-Таджикского региона (= низы газдаганинской свиты). Характерный комплекс аммонитов: *Karamaites grossouvrei* (Semenov), *Mediasiceras lenticulare* (Luprov), *M. saggitalis* Pjin. На сеноманский возраст рассматриваемого стратона указывают виды – *Karamaites grossouvrei* (Semenov), *Mediasiceras saggitalis* Pjin, которые встречены совместно с *Turritites costatus* Lam., *T. acutus* Passy и *Euomphaloceras cunningtoni* (Sharpe) (Атабекян, 1986).

Таким образом, стратиграфическое распространение указанных выше видов аммонитов позволяют коррелировать рассматриваемые слои с верхней частью зоны *Euomphaloceras cunningtoni* Западного Копетдага (Атабекян, 1986). Через промежуточные районы Копетдага слои с *Mediasiceras lenticulare* видимо соответствуют какой-то части зоны *Acanthoceras rhotomagense* Западной Европы (Kennedy, 1986).

Таблица 1. Стратиграфическое распространение аммонитов в верхнемеловых отложениях востока Средней Азии

Таксоны	Сеноман								Турон								Коньяк		Сантон		Кампан				Нижний маастрихт
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
<i>Mediasiceras beljiakovae</i> Iljin	+																								
<i>Karamaites</i> aff. <i>mediasiaticum</i> (Luppov)	+																								
<i>K. gurdakense</i> (Luppov)		+																							
<i>K. gissarensis</i> Iljin		+																							
<i>K. asiaticum</i> (Iljin)		+																							
<i>K. acutum</i> (Iljin)		+																							
<i>K. mediasiaticum</i> (Luppov)		+																							
<i>Mantelliceras</i> sp.		+																							
<i>Karamaites grossovurei</i> (Semenov)			+																						
<i>Mediasiceras sagittalis</i> Iljin			+																						
<i>M. lenticulare</i> (Luppov)			+																						
<i>Kopetdagites aktaschense</i> Iljin				+																					
<i>K. kopetdagensis</i> Iljin				+																					
<i>Karamaites subtilis</i> Iljin				+																					
<i>Acanthoceras</i> aff. <i>tapara</i> Wright				+																					
<i>A. rhotomagense asiaticum</i> Iljin				+																					
<i>A. jukesbrowni</i> (Spath)					+																				
<i>A. sherborni</i> (Spath)					+																				
<i>Newboldiceras newboldi</i> (Kossm)					+																				
<i>Eucalycoceras pentagonum</i> (J-Br)						+																			
<i>Calycoceras</i> cf. <i>naviculare</i> (Mantell)						+																			
<i>Allocrioceras anulatum</i> (Shumard)							+																		
<i>Anisoceras plicatile</i> (Sow.)							+																		
<i>Euomphaloceras septemseriatum</i> (Cragin)							+																		
<i>Metoicoceras geslianinum</i> (Orb.)							+																		
<i>Borrisiakoceras orbiculatum</i> (Stephenson)							+																		
<i>B. mirabile</i> Arkh.							+																		
<i>Placenticeras</i> cf. <i>memorishloenbachi</i> (L. et B.)							+																		
<i>Sciponoceras gracile</i> (Shumard)							+																		
<i>S. baculoide</i> (Mant.)							+																		
<i>Vascoceras diartianum</i> (Orb.)							+																		
<i>Worthoceras vermiculum</i> (Shumard)							+																		
<i>Mammites nodosoides chivensis</i> Arkh.								+																	

Таблица 1. Продолжение

Таксоны	Сеноман								Турон								Коньяк		Сантон		Кампан				Ниж- ний маас- трихт
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
1																									
<i>Proplacenticer</i> <i>kharesmense</i> (Lahusen)									+																
<i>Puzosiachivensis</i> Arkh.									+																
<i>Watinoceras coloradoense</i> (Henderson)									+																
<i>Beschtubeites</i> cf. <i>alaiense</i> (Luppov)										+															
<i>B. faasi</i> Arkh.										+															
<i>B. kysylcurrganense</i> (Luppov)										+															
<i>B. kutuzovae</i> Iljin										+															
<i>B. cf. tenerum</i> Iljin										+															
<i>Fagesia catinus</i> (Mant.)										+															
<i>Lewesiceras peramplum</i> Mant.										+															
<i>Proplacenticer</i> <i>simakovi</i> (Luppov)										+															
<i>Nigericeras kleri</i> (Atabekjan)										+															
<i>Thomasites koulabicus</i> Kler										+															
<i>Lecointricer</i> <i>fleurrisianum</i> (Orb.)											+														
<i>Nurekites costatus</i> (Stankevich)											+														
<i>N. braecostatus</i> (Stankevich)											+														
<i>N. bulgariensis</i> Khakimov											+														
<i>N. nurekensis</i> Khakimov											+														
<i>N. raricostatus</i> (Stankevich)											+														
<i>Neptychites cephalotus</i> Court.											+														
<i>Prohauericeras goupilianum</i> (Orb.)											+														
<i>Sciponoceras bohemicum</i> (Fritch.)											+														
<i>Spathites</i> ( <i>Jeangericeras</i> ) <i>reveliereanum</i> (Court.)											+														
<i>Collignoniceras carolinum</i> (Orb.)												+													
<i>C. bakeri</i> (Anderson)												+													
<i>C. canthus</i> (Sornay)												+													
<i>C. turoniense</i> (Sornay)												+													
<i>C. woolgari</i> (Mant.)												+													
<i>Lecointricer</i> <i>iljini</i> Khakimov												+													
<i>L. cf. costatum</i> Kennedy, Wright, Hancock												+													

Таблица 1. Продолжение

Таксоны	Сеноман								Турон								Коньяк		Сантон		Кампан				Нижний маастрихт
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
<i>Prionocyclus cf. hyatti</i> (Stanton)											+														
<i>Pseudoforresteria charrochensis</i> Khakimov											+														
<i>Ps. babatagensis</i> Khakimov											+														
<i>Romaniceras cf. kallesi</i> (Zazvorka)											+														
<i>Lewesiceras sharpei</i> (Spath)												+													
<i>Prionocyclus cobbani</i> Matsumoto												+													
<i>Pr. cf. wyomingensis</i> Meek												+													
<i>Proplaticeras cf. arkhangel'ski</i> Iljin												+													
<i>Pseudoforresteria ornata</i> Iljin												+													
<i>Ps. asiatica</i> Khakimov												+													
<i>Subprionocyclus branneri</i> (Matsumoto)												+													
<i>S. beschtubense</i> Iljin												+													
<i>S. cf. normalis</i> (Anderson)												+													
<i>S. neptuni</i> (Qein.)												+													
<i>S. inflatus</i> Khakimov												+													
<i>S. bravaisianus</i> (Orb.)												+													
<i>Coilopoceras gissarensis</i> Iljin													+												
<i>Platiceras akrabatense</i> Vinocurova													+												
<i>Aktaschia akrabatense</i> Iljin														+											
<i>Houroquia pacifica</i> Matsumoto															+										
<i>H. aff. hataii</i> Hashimoto															+										
<i>H. cf. mirabilis</i> Collignon															+										
<i>Platiceras kotzi</i> Iljin															+										
<i>Proplaticeras proplanum</i> Iljin															+										
<i>Propl. cf. orbignyana</i> (Qeinitz)															+										
<i>Prionocyclus cf. quadratus</i> Cobban															+										
<i>Reesidites minimus</i> (Hausaka et Fukada)															+										
" <i>Lewesiceras</i> " <i>asiaticum</i> Iljin															+										
<i>Peroniceras aff. proteus</i> Mats.															+										
<i>Platiceras pitniakense</i> Iljin															+										
<i>Prionocycloceras guayabanum</i> (Stein.)															+										

Таблица 1. Окончание

Таксоны	Сеноман								Турон								Коньяк		Сантон		Кампан				Нижний маастрихт		
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25			
<i>Pr. cf. multicostrum</i> Coll.															+												
<i>Pr. aff. carvalhoi</i> (Howart)															+												
<i>Eostantonoceras babatagensis</i> Khakimov																+											
<i>Placentoceras bobkovaе</i> Iljin																	+										
<i>Pl. luppovi</i> Iljin																		+									
<i>Stantonoceras guadalupae asiaticum</i> Iljin																		+									
<i>S. kysylcumense</i> Arkh.																			+								
<i>S. polyopsis</i> Dujardin																				+							
<i>Asiatostantonoceras tagamense</i> Iljin																					+						
<i>Scaphites inflatus</i> Roem.																						+					
<i>Gissarites tagamense</i> Iljin																						+					
<i>G. kysylchense</i> Iljin																						+					
<i>H. marroti</i> (Coq.)																							+				
<i>H. vari</i> (Schluter)																							+				
<i>H. (Lemfordiceras) rarecostatum</i> Khakimov																							+				
<i>Trachyscaphites spiniger</i> (Schluter)																							+				
<i>T. gibbus</i> (Schluter)																							+				
<i>Didymoceras vancouverensis</i> Gabb.																								+			
<i>D. parastevensoni</i> Atabekjan et Khakimov																								+			
<i>Trachyscaphites pulcherrimus</i> (Roemer)																								+			
<i>Glyptoxoceras retrorsum</i> (Schluter)																								+			
<i>Baculites anceps</i> Lam.																								+			
<i>B. vertebralis</i> Lam.																								+			
<i>Nostoceras hyatti</i> Stephenson																									+		
<i>N. cf. draconis</i> (Stephenson)																									+		
<i>N. cf. pozariskii</i> Blaszkievicz																									+		
<i>Neohamites subcompressus</i> (Fofbes)																									+		
<i>Baculites knorrriani</i> Desmarest																										+	

Примечание. Нижний сеноман: 2 – слой с *Mediasiceras beljakovae*, 3 – зона *Karamaites gaurdakense*; средний сеноман: 4 – слой с *Mediasiceras lenticulare*, 5 – зона *Kopetdagites aktaschense*, 6 – зона *Acanthoceras jukesbrownei*; верхний сеноман: 7 – зона *Eucalycoceras pentagonum*, 8 – зона *Sciponoceras gracile*; нижний турон: 9 – зона *Watinoceras coloradoense*, 10 – зона *Thomasites koulabicus*; средний турон: 11 – зона *Spathites (Jeanrogericeras) reveliereanum*, 12 – зона *Collignoniceras woolgari*; верхний турон: 13 – зона *Subprionocyclus pertuni*, 14 – слой с *Coilopoceras gissarensis*, 15 – зона *Hourcquia pacifica*; коньяк: 16 – зона *Prionocycloceras guayabanum*, 17 – слой с *Eostantonoceras babatagensis*; нижний сантон: 18 – зона *Stantonoceras guadalupae asiaticum*, 19 – зона *Stantonoceras polyopsis*; верхний сантон: 20 – зона *Asiatostantonoceras tagamense*; нижний кампан: 21 – зона *Scaphites inflatus*; верхний кампан: 22 – зона *Noplitoplacenticeras marroti*, 23 – зона *Trachyscaphites pulcherrimus*; нижний маастрихт: 24 – зона *Nostoceras hyatti*, 25 – зона *Baculites knorrriani*; верхний маастрихт – аммониты отсутствуют.

Таблица 2. Схема стратиграфического расчленения верхнего мела востока Средней Азии

Ярус	Подъярус	Биостратиграфический стандарт. Amedro et al., 1982; Schulz, 1979; Christensen, 1986	Запад Средней Азии. Атабекия, 1986, 1991	Центральные районы Средней Азии. Ильин, 1969	Восток Средней Азии. Решения совещания... 1971	Восток Средней Азии. Предлагаемое деление	
Маастрихтский	верхний	Neobelemnella kazmirovensis	Sphenodiscus binkhorsti	Anapachydiscus fresvillensis	Belemnella ar-khangelskii (Neobelemnella kazmirovensis)	-	
		Belemnitella junior	?	Diplomoseras cylyndroceum			
	нижний	Belemnella occidentalis	Belemnella factigata	Pachyodiscus neubergicus	Belemnella lanceolata	Liostrea lehmanni и Biradiolites boljnanesis	Зона Baculites knorrjanus
		Belemnella sumensis	Belemnella cimbrica	Hauerisiras sulcatum			
		Belemnella lanceolata	Belemnella obtusa				
		Belemnella dseudobutsa	Belemnella lanceolata				
		Belemnella lanceolata					
	Кампанский	верхний	Bostrychoceras polyplacom	Bostrychoceras polyplacom	Hoplitoplacenti-ceras marrioti	Hoplitoplacenti-ceras marrioti и Bostrychoceras polyplacom	Зона Nastoceras hyatti
			Holiotplacenti-ceras marrioti	Holiotplacenti-ceras coesfeldiense	Scafites inflatus	Scafites inflatus	Зона Trachacaphites pullacherimus
нижний		Delawerella campaniensis	Eupachydiscus levyi			Зона Hoplitoplacenti-ceras marrioti	
		Placenti-ceras bidorsatum	Offaster pomeli			Зона Scafites inflatus	
Сангонский	верхний	Placentiras polyopis	Eulophoceras austriacum	Asiatostantonoceras tagamense	Asiatostantonoceras tagamense	Зона Asiatostantonoceras tagamense	
			Uintacrinus socialis	Stantonoceras guadalupe asiaticum	Stantonoceras guadalupe asiaticum	Зона Stantonoceras polyopis	
	нижний	Texanites gallicus	?	Lewesiceras asiaticum	Lewesiceras asiaticum	Зона Stantonoceras guadalupe asiaticum	
Коньякский	верхний	Paratexanites seratomarginatus	Peroniceras tridorsatum	Barroisiceras haberfeleneri	Hourcqia akrobatense	Слон с Eostantonoceras Babatagensis	
		Gauthiericeras margae	?			Зона Hourcqia pacifica	
	средний	Peroniceras tridorsatum				Зона Hourcqia pacifica	
		Forresteria (Haleites) petracoriensis				Слон с Coilopoceras gissarensis	
Туронский	верхний	Subprionocyclus neptuni	Subprionocyclus neptuni	Collignoniceras woolgari	Collignoniceras intermedium	Зона Subprionocyclus neotuni	
		Romaniceras deverianum	?		Collignoniceras woolgari	Зона Collignoniceras woolgari	
	средний	Romaniceras ornatissimum	Collignoniceras woolgari			Зона Spathites (Leandrogericeras) revelierianum	
		Romaniceras kallezi					
	нижний	Kamerunoceras turoniense					
		Mammites nodosolides	Mammites nodosolides	Mammites nodosolides	Mammites nodosolides и Inoceramus labiatus	Зона Thomasites koulabicas	
Сеноманский	верхний	Neocardioceras juddi	?			Зона Watinoceras coloradoense	
		Metoicoceras geslinianum					
		Calycoceras guerangeri					
	средний	Alternanthoceras jukesbrowni	Eucalycoceras pentagonum	Alternanthoceras jukesbrowni	Kopetdagites aktaschensis	Kopetdagites aktaschensis	Зона Sciponoceras graile
		Acanthoceras rhotomagense	Turilitites acutus	Plectacanthoceras amphibolium			Зона Eucalycoceras pentagonum
			Turilitites costatus	Acanthoceras rhotomagense	Guerangericeras confusum		Зона Acanthoceras rhotomagense
		Gunningtoniceras gunningtoni					Зона Kopetdagites aktaschensis
	нижний	Mantelliceras dixoni	Mantelliceras dixoni		Eoradiolites kugitangensis	Eoradiolites kugitangensis	
		Mantelliceras mantelli	Mantelliceras saxbii		Turkmenites gaurdakense	Turkmenites gaurdakense	Зона Karamaites gaurdakensis
		Neostingoceras rascarcitanensis	Neostingoceras citanensis				Слон с Mediasiceras beljakovae

### *Зона Kopetdagites aktaschensis*

Зона широко распространена в Бухаро-Таджикском и Ферганском регионах (= нижней части газдаганинской свиты).

Характерный комплекс аммонитов: *Kopetdagites aktashensis* Pjin, *K. kopetdagensis* Pjin, *K. aff. aktaschensis* Pjin, *Karamaites subtilis* (Pjin), *Acanthoceras aff. tapara* Pjin, *A. rhotomagense asiaticum* Pjin.

В этом комплексе большинство видов провинциальны. Исключением является *Acanthoceras rhotomagense asiaticum* Pjin, *A. aff. tapara* Wright. Однако вид *Kopetdagites kopetdagensis* Pjin указывается из нижней части зоны *Euomphaloceras cuningtoni* среднего сеномана (Атабекян, 1986). Номинальный подвид рода *Acanthoceras* указывается А.А. Атабекяном (1986) из зоны *Acanthoceras rhotomagense* среднего сеномана Копетдага. Вид *Acanthoceras rhotomagense* является видом-индексом одноименной зоны и распространен в Англии, Франции, Польши, Венесуэлле, Германии, Руане (Франция), Перу, Румынии. В приведенном комплексе аммонитов имеется вид *Acanthoceras aff. tapara* Wright, несколько отличающийся от типового вида. Типичный экземпляр *Acanthoceras tapara* Wright указывается из среднего сеномана Северной Австралии (Wright, 1963) и формации Айтамир (Aitamiр) (средний сеноман) Северного Ирана (Seyed-Emami, et al., 1984). На этом основании доказывается среднесенноманский возраст зоны *Kopetdagites aktaschensis*. Последняя может быть сопоставлена с зонами *Acanthoceras rhotomagense* и *Plesioacanthoceras amphibolum* Западного Копетдага (Атабекян 1986), а также со стандартной зоной *Acanthoceras rhotomagense* Западной Европы (Kennedy, 1986).

### *Зона Acanthoceras jukesbrownei*

Зона распространена в Гаурдакском районе Бухаро-Таджикского региона (= средней части газдаганинской свиты).

Характерный комплекс аммонитов: *Acanthoceras jukesbrownei* (Spath), *Newboldiceras newboldi* (Kossmat).

На среднесенноманский возраст рассматриваемой зоны указывают вышеприведенный комплекс аммонитов. Так, вид *Acanthoceras jukesbrownei* (Spath), указывается из одноименной зоны Англии, Франции, ФРГ, Польши и СНГ (Копетдаг), а также из среднего сеномана США. Вид *Newboldiceras newboldi* (Kossmat) является характерным таксоном верхней зоны среднего сеномана – *Acanthoceras jukesbrownei* Западной Германии (Kaplan, et al., 1984). Этот вид встречен также в отложениях среднего–верхнего сеномана Англии, Франции, Туниса, Израиля, Китая (Гималаи), Мадагаскара, внутренних районов США. Данный вид указывается из зоны *Acanthoceras*

*jukesbrownei* Западного Копетдага (Атабекян, 1986). В Южной Индии рассматриваемый таксон характеризует зоны *Newboldiceras newboldi*, имеющий среднесенноманский возраст (Auysami, et al., 1984). На этом основании зона *Acanthoceras jukesbrownei* может быть сопоставлена с одноименной зоной Англии, Франции, Западной Германии и Западного Копетдага.

## ВЕРХНИЙ СЕНОМАН

### *Зона Eucalycoceras pentagonum*

Зона установлена в Вахшском и Южногиссарском районах Бухаро-Таджикского региона и соответствует низам верхней части газдаганинской свиты.

Характерный комплекс аммонитов: *Eucalycoceras pentagonum* (Jukes-Browne), *Calycoceras cf. naviculare* (Mantell). Зона *Eucalycoceras pentagonum* на основе вертикального распространения указанных видов может быть сопоставлена с одноименной зоной Западного Копетдага (Атабекян, 1986), а также вероятно соответствует зоне *Calycoceras guerangeri* Западной Европы (Kennedy, 1986).

### *Зона Sciponoceras gracile*

Зона установлена в Кафирниганском, Вахшском, Южногиссарском, Заалайском районах Бухаро-Таджикского региона, а также в Ферганском регионе (Алайский, Наукатский, Карадарьинский и Канские районы) – верхняя часть газдаганинской свиты.

Характерный комплекс аммонитов: *Metoicoceras geslinianum* (Orb.), *Sciponoceras gracile* (Shumard), *Allocrioceras annulatum* (Shumard), *Anisoceras plicatile* (Sow), *Euomphaloceras septemseriatum* (Cragin), *Worthoceras vermiculum* (Shumard), *Vasoceras diartianum* (Orb.), *Metoicoceras nurekense* Pjin, *Sciponoceras baculoide* (Mantell), *Pseudocalycoceras sp.*, *Placentoceras cf. memoriaschloenbachi* (Laube et Bruder), *Forbesiceras ex gr. obtectum* Sharpe, *Borrisiacoceras orbiculatum* Stephenson, *B. mirabile* Arkh.

Изучение вышеперечисленного комплекса аммонитов указывает на позднесенноманский возраст зоны *Sciponoceras gracile*. Последняя может быть сопоставлена с зоной *Metoicoceras geslinianum* стандартной зоны Западной Европы (Kennedy, 1986) и одноименной зоны внутреннего запада США (Cobban, 1984). Однако на сегодняшний день существует точка зрения о раннетуронском возрасте зоны *Sciponoceras gracile*, которую поддерживает А.А. Атабекян (Постановления..., 1989).

ТУРОНСКИЙ ЯРУС

*Нижний турон*

*Зона Watinoceras coloradoense*

Зона установлена в Гаурдакском, Кафирниганском, Вахшском, Хозрешитинском, Обиниоуском и Южногиссарском районах Бухаро-Таджикского региона, а также в Ферганском регионе (Алайский, Наукатский и Карадарьинские районы) – нижняя часть талхабской свиты.

Характерный комплекс аммонитов: *Watinoceras coloradoense* (Henderson), *Puzosia chivensis* Arkh., *Proplacentoceras kharesmense* (Lahusen), *Mammites nodosoides chivensis* Arkh. В.Д. Ильиным (1969) в отложениях нижнего турона Среднеамударьинского района (холмы Бештубе) обнаружен комплекс аммонитов *Watinoceras coloradoense* (Henderson), *W. geesidei* Warren, *W. pressulum* (Ijgin). Совместно с ними встречены виды *Mammites nodosoides chivensis* Arkh., *Metasigaloceras rusticum* Sow. Анализ географического распространения видов *Metasigaloceras rusticum* Sow. и *Mammites nodosoides* Schloth. показывает следующее. Вид *Metasigaloceras rusticum* Sow. известен из нижнего турона Англии (зона *Mytiloides labiatus* Англии) из основании зоны *Mammites nodosoides* Франции (Высокая Нормандия, Гард). Вид *Mammites nodosoides* Schloth. является видом-индексом зоны *Mammites nodosoides* стратотипа нижнего турона. Кроме этого вид встречается в отложениях нижнего турона Германии, Чехии и Словакии, Франции, Испании, Сирии, Израиля, Марокко, Туниса, Мадагаскара, Перу, Колумбии, Мексики, северных районов Внутреннего запада США (Колорадо, Канзас). Географическое распространение указанных видов аммонитов, вместе с которыми встречается *Watinoceras coloradoense* (Henderson), указывает, что одноименная зона имеет раннетуронский возраст. Этот стратон занимает такое же стратиграфическое положение, как и в стратотипе нижнего турона. В последнем в основании туронских отложений расположена зона *Watinoceras coloradoense*. Эта зона может быть сопоставлена с одноименной зоной Южной Англии, Франции и внутренних районов США (Cobban, 1988), Англо-Парижского бассейна (Amedro, 1981) и Западной Европы (Kennedy, 1986). Далее провинциальный вид *Proplacentoceras kharesmense* (Lahusen) в некоторых разрезах Гаурдакского района встречается совместно с *Mammites nodosoides chivensis* Arkh. и *Mytiloides labiatus* (Schloth.). Номинативный подвид – *Mammites nodosoides nodosoides* является видом-индексом стратотипа нижнего турона. Следовательно, раннетуронский возраст этой зоны не подвергается сомнению. На этом основании зона *Watinoceras coloradoense* может быть сопоставлена с зонами *Watinoceras coloradoense* Внутренних районов

США и *Mammites nodosoides* (нижняя часть) стратотипа.

*Зона Thomasites koulabicus*

Зона согласно залегает на зоне *Watinoceras coloradoense*. Широко распространена в восточных районах Бухаро-Таджикского региона (Вахшский, Хозрешинский, Обиниоуский и Заалайские районы) и в Ферганском регионе (Алайский, Карадарьинский и Наукатские районы) – средняя часть талхабской свиты.

Характерный комплекс: *Beschtubeites faasi* Arkh., *B. cf. alaiense* (Luppov), *B. kysylcurganense* (Luppov), *B. kutuzovae* Ijgin, *B. cf. tenerum* Ijgin, *Borissiakoceras* sp. ind., *Fagesia catinus* (Mantell), *Lewesiceras peramplum* Mant., *Puzosia cf. chivensis* Arkh., *Paramammites saenzi cassisianum* Thomel, *Nigericeras kleri* Atabekjian, *Thomasites koulabicus* (Kler), *Proplacentoceras simakovi* (Lippov). На раннетуронский возраст зоны *Thomasites koulabicus* указывают: *Thomasites koulabicus* (Kler), *Fagesia catinus* (Mantell), *Paramammites saenzi cassisianum* Thomel, *Lewesiceras peramplum* (Mantell).

Род *Thomasites* широко распространен в различных регионах Тетиса: Алжир, Тунис, Египет, Иордания, Израиль, Ливан, Сирия, Испания, юго-восток Франции, Нигерия, Техас (Reyment, 1954; Wright, Kennedy, 1981), а вид-индекс, кроме регионов востока Средней Азии, и в юго-восточной Нигерии (Zaborski, 1985). Вид *Fagesia catinus* (Orb.) указывается как характерный из стратотипа нижнего турона. Кроме района стратотипа, вид широко распространен в отложениях нижнего турона южной Англии, Франции, Венесуэлы, Северной Мексики, Техаса, Монтаны, Калифорнии, Бразилии, Японии. В комплексе аммонитов этой зоны впервые для территории СНГ встречены представители рода *Nigericeras*, но последний представлен провинциальным видом. Однако распространение этого рода показывает, что большая часть видов характеризует нижний турон Судана, Сахары, Нигера, Алжира, Нигерии, Израиля, США, Англии, Анголы. Вид *Lewesiceras peramplum* (Mantell) указывается из зоны *Mammites nodosoides* и *Collignoniceras woolgari* Англии, Франции, Германии, Чехии и Словакии. Кроме указанных видов, в этом комплексе присутствует провинциальный род *Beshtubeites*, распространение которого не выходит за пределы нижнего турона.

Таким образом, анализ вышеперечисленных видов указывает на раннетуронский возраст зоны *Thomasites koulabicus*. Последняя может быть сопоставлена с зоной *Mammites nodosoides* стратотипа нижнего турона и одноименной зоны, распространенной в Англии, США (Техас), Израиле, Нигерии, Испании (Cooper, 1979).

### Средний турон

#### Зона *Spathites (Jeanrogericeras) reveliereanum*

Зона распространена в Гаурдакском, Кафирниганском, Вахшском, Южногиссарском районах Бухаро-Таджикского региона – верхняя часть талхабской и нижняя часть дасгирякской свит.

Характерный комплекс: *Spathites (Jeanrogericeras) reveliereanum* (Courty), *Neoptychites cephalotus* Courty, *Prohauericeras goupilianum* (Orb.), *Sciponoceras bohemicum* (Fritch), *Tragodesmoceras* sp., *Nurekites costatus* (Stankevich), *N. nurekensis* (Khakimov), *N. raricostatus* (Stankevich), *N. braecostatus* (Stankevich), *N. bulgariensis* Khakimov, *Lecointricerias fleurrisianum* (Orbigny), *L. aksuensis* Пjin. На среднетуронский возраст зоны *Spathites (Jeanrogericeras) reveliereanum* указывает вид-индекс этой зоны. Этот вид ограничен средним туроном и появляется вместе с ранними *Collignoniceras woolgari* (Mant), *Kamerunoceras turoniense* (Orb.) во Франции (Турень, Аквитания, Прованс), Испании, Чехии и Словакии. В стратотипе турона (Турень) рассматриваемый вид встречается в зоне *Kamerunoceras turoniense*, где расцвет этого вида падает на верхнюю часть этой зоны. Этот таксон указывается также из нижней части зоны *Pseudospidoceras conciliatum* Южных Пириней, имеющих среднетуронский возраст (Bilote, 1981).

Анализ географического и стратиграфического распространения указанных видов свидетельствует о среднетуронском возрасте зоны *Spathites (Jeanrogericeras) reveliereanum*. Последняя может быть сопоставлена с зоной *Kamerunoceras turoniense* среднего турона (Robaszynski, 1983) с одноименной зоной в стратотипе турона и *Pseudospidoceras subconciliatum* Южных Пириней (Bilote, 1981).

#### Зона *Collignoniceras woolgari*

Зона установлена во всех районах Бухаро-Таджикского региона – верхняя часть дасгирякской свиты. В Магианском районе Зеравшано-Гиссарского региона зоне соответствует по стратиграфическому положению нижняя часть гезанской свиты. В Памирском регионе (Рангульский район), а также в некоторых районах Ферганского региона (Алайский, Карадарьинский, Наукатский) также устанавливается рассматриваемая зона.

Характерный комплекс аммонитов: *Collignoniceras woolgari* (Matell), *C. bakeri* (Anderson), *C. carolinum* (Orb.), *C. turoniense* (Sornay), *C. canthus* (Sornay), *Lecointricerias fleurrisianum* (Orb.), *L. iljini* Khakimov, *L. cf. costatum* Kennedy, Wright, Hancock, *Pseudoforresteria chagochensis* Khakimov, *Ps. babatagensis* Khakimov, *Prionocyclus cf. hyatti* (Stanton), *Romaniceras cf. kallesi* (Zazvorka).

Вышеперечисленный комплекс аммонитов указывает на среднетуронский возраст зоны Col-

*lignoniceras woolgari*. Нижняя и средняя части этой зоны могут быть сопоставимы с верхней частью зоны *Kamerunoceras turoniense* (Robaszynski, 1983), одноименной зоны южной Англии и типовых районов турона Франции (Kennedy, et al., 1981). Поскольку в верхах зоны *Collignoniceras woolgari* были встречены виды-индексы *Romaniceras kallesi* и *Prionocyclus hyatti*, то верхняя часть рассматриваемой зоны видимо соответствует зоне *Romaniceras kallesi* Западной Европы (Amedro, Hancock, 1985). Эта часть зоны, вероятно, может быть сопоставлена с нижней частью зоны *Prionocyclus hyatti* Внутреннего запада США (Cobban, 1984), поскольку в этом интервале зоны имеется зональный вид *Romaniceras kallesi* (Zazvorka). Это дает основание сопоставить нижнюю часть зоны *Prionocyclus hyatti* с зоной *Romaniceras kallesi* Западной Европы.

### Верхний турон

#### Зона *Subprionocyclus neptuni*

Зона распространена в Гаурдакском и Кафирниганском районах Бухаро-Таджикского региона – музрабатская свита.

Характерный комплекс: *Pseudoforresteria ornata* Пjin, *P. asiatica* Khakimov, *Prionocyclus cobbani* Matsumoto, *P. cf. wyomingensis* Meek, *Proplacenticeras cf. arkhangel'ski* Пjin, *Subprionocyclus branneri* (Matsumoto), *S. beschubense* Пjin, *S. cf. normalis* (Anderson), *S. neptuni* (Geinitz), *S. inflatus* Khakimov, *S. pitniakensis* Пjin, *S. bravaisianus* (Orbigny), *S. gissarensis* Khakimov, *Lewesiceras sharpei* Spath.

Рассмотренный выше комплекс аммонитов, несмотря на его провинциальный характер, обосновывает позднетуронский возраст зоны *Subprionocyclus neptuni*. Эта зона по присутствию вида-индекса, а также *S. branneri* (Anderson), *S. normalis* (Anderson) сопоставляется с одноименной зоной Западной Европы и Японии, а по наличию вида *Prionocyclus cf. wyomingensis* (Meek) с зоной *Prionocyclus wyomingensis* Внутренних районов США (Cobban, 1984).

#### Слои с *Coilopoceras gissarensis* Пjin

Слои установлены в Гаурдакском и Вахшском районах Бухаро-Таджикского региона – нижняя часть модунской свиты.

Характерный комплекс: аммониты *Coilopoceras gissarensis* Пjin, *Placenticeras akrobatense* Vinokurova. В рассматриваемом комплексе род *Coilopoceras* представлен провинциальным видом. Однако большинство видов этого рода (около 80–90%), существующих на земном шаре, имеют туронский возраст. Род *Coilopoceras* распространен в позднем туроне следующих регионов земного шара: США (Калифорния), Мексика, Тринидад, Венесу-

элла, Колумбия, Перу, Эквадор, Бразилия, Франция, Ливан, Алжир, Нигерия, Ангола, Мадагаскар, Индия. Вид *Coiloriceras gissarensis* Ijij по корреляции занимает то же стратиграфическое положение, что и виды рода *Coiloriceras* в западно-европейских разрезах. Виды рода *Coiloriceras* (*C. inflatum*, *C. colleti*, *C. springeri*) Внутренних районов США занимают более низкое стратиграфическое положение (зоны *Prionocyclus hyatti* и *P. macombi*), чем вид *Coiloriceras gissarensis*.

#### Зона *Hourcquia pacifica*

Зона установлена в Гаурдакском, Кафирниганском и Южно-гиссарском районах Бухаро-Таджикского региона – верхняя часть модунской свиты.

Характерный комплекс: *Hourcquia pacifica* Matsumoto, *H. aff. hataii* Haschimoto, *H. cf. mirabilis* Collignon, *Aktaschia akrabatense* (Ijij), *Proplacenticeras kotzi* Ijij, *Propl. proplanum* Ijij, *Propl. cf. orbignyanum* (Geinitz), *Prionocyclus cf. quadratus* Cobban, *Reesidites minimus* (Hausaka et Fukada).

Анализ стратиграфического распространения указанных видов указывает на позднегуронский возраст рассматриваемых отложений и видимо следует их сопоставить с зонами *Hourcquia pacifica*, *Subprionocyclus normalis* и *Reesidites minimus* Японии (Matsumoto, 1981; Matsumoto, Noda, 1966; Kennedy, 1986).

### КОНЬЯК

#### Зона *Prionocycloceras guayabanum*

Зона установлена в Гаурдакском и Вахшском районах Бухаро-Таджикского региона – нижняя и средняя части акрабатской свиты.

Характерный комплекс: “*Lewesiceras*” *asiaticum* Ijij, *Prionocycloceras guayabanum* (Stein.) Pr. cf. *multicostatum* Collignon, Pr. aff. *multicostatum* Collignon, *Proplacenticeras orbignyanum* (Geinitz). *Propl. proplanum* Ijij, *Placenticeras pitniakense* Ijij, *Peroniceras aff. proteus* (Matsumoto), *Prionocycloceras aff. sarvalhoi* (Howarth). Распространение указанных комплексов аммонитов свидетельствует о коньякском возрасте зоны *Prionocycloceras guayabanum*. Большое значение для сопоставления имеет вид *Inoceramus percostatus* Müller, встреченный в коньякских отложениях Гаурдакского района (разрез Акташ). Этот вид распространен в зоне с *Gauthiericeras margae* верхнего коньяка северных районов Германии, в зоне *Inoceramus involutus* верхнего коньяка Северного Кавказа, в верхних горизонтах зоны *Inoceramus wandereri* нижнего коньяка Копетдага и зоне *Inoceramus involutus* верхнего коньяка Западного Копетдага (Атабекян, 1966), однако эквивалентность их объемов требует уточнения. Зона *Prionocycloceras guayabanum*

по присутствию вида-индекса может быть сопоставлена с зоной *Prionocycloceras guayabanum* и *Gauthiericeras margae* Мадагаскара. По присутствию представителей родов *Peroniceras* и *Forresteria* стратону соответствуют стандартные зоны Западной Европы: *Forresteria* (*Harleites*) *petrocoriensis* и *Peroniceras* (*Peroniceras*) *tridorsatum* (Kennedy, 1984).

#### Слои с *Eostantonoceras babatagensis* Khakimov

Слои установлены в Гаурдакском, Кафирниганском и Вахшском районах Бухаро-Таджикского региона – верхняя часть акрабатской свиты.

Характерный комплекс – *Eostantonoceras babatagensis* Khakimov, *E. crassum* (Ijij). Аммониты представлены провинциальными таксонами. Коньякский возраст рассматриваемых отложений обуславливается ее стратиграфическим положением. Эти слои подстилаются зоной *Prionocycloceras guayabanum* и перекрываются отложениями сантона, возраст которых определяется присутствием остатков представителей рода *Stantonoceras*. Другой аргумент в пользу коньякского возраста слоев – присутствие представителей нового рода *Eostantonoceras* занимающего промежуточное положение между *Stantonoceras* и *Placenticeras*. С этой зоной, вероятно, следует довольно условно сопоставить зоны верхнего коньяка стандартной шкалы Западной Европы – *Gauthiericeras margae* и *Paratexanites serratomarginatus* (Kennedy, 1984).

### САНТОН

#### Нижний сантон

#### Зона *Stantonoceras guadalupae asiaticum*

Зона широко распространена в Бухаро-Таджикском и Ферганском регионах – нижняя и средняя части каттакамышской свиты.

Характерный комплекс: *Placenticeras bobkovaе* Ijij, *Pl. luppovi* Ijij, *Stantonoceras guadalupae asiaticum* Ijij, *St. kysylcumensis* Arkh.

В.Д. Ильин (1969) указывает, что в Среднеамударьинском районе (разрез Кошабулак) совместно с *Stantonoceras kysylcumense* Arkh встречены *Inoceramus rachtii* Arkh. Раковины этого рода характеризуют нижний сантон Восточно-Европейской платформы, зоны *Inoceramus undulatus* и *Inoceramus cordiformis* Польши, Германии, западных районов Средней Азии за исключением Мангышлака, Устюрта, Южного Приаралья (Атабекян, 1986), нижних и средних горизонтов северных районов Германии (зоны *Inoceramus undulatopectatus* и *I. cordiformis*). Подвид *Stantonoceras guadalupae asiaticum* в филогенетическом отношении и по уровню развития лопастных линий является предшественником номинативного подвида – *S. guadalupae guadalupae*, распространенного в верхах сан-

ки аммонитов пока не встречены. По комплексу крупных фораминифер автором устанавливается зона *Vasulites knopgianus* и в более восточных районах Средней Азии.

Таким образом, указанный комплекс аммонитов и остатки крупных фораминифер свидетельствуют о маастрихтском возрасте рассматриваемой зоны.

По присутствию вида-индекса зона *Vasulites knopgianus* может быть сопоставлена с верхней частью зоны *Belemnella occidentalis* маастрихта (Birkelund, 1957).

## ВЫВОДЫ

1. Предложена схема расчленения верхнего мела востока Средней Азии с выделением новых стратонов, что позволило сопоставить со стратотипами ярусов стандартной шкалы.

2. На востоке Средней Азии аммоноидеи присутствуют во всех ярусах верхнего мела. Наибольшее таксономическое разнообразие было в раннем туроне (18 видов) и в позднем кампане (17 видов).

3. Сенманские аммоноидеи востока Средней Азии имеют наибольшее таксономическое сходство с аммоноидеями Западной Европы, Туниса, Израиля, Ирана и Китая (Гималаи).

4. На основании изучения аммоноидей впервые обосновано трехчленное деление сенмана и турона. Значительно омоложена верхняя граница турона.

5. Понижена нижняя граница маастрихта по сравнению с данными других исследователей.

6. Вместо 13 стратонов, установленных прежними исследователями, выделено 24 подразделения.

Автор выражает благодарность рецензенту И.А. Михайловой за критические замечания, которые учтены при подготовке статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атабекян А.А.* Верхний мел Копетдага // Путеводитель экскурсии по меловым отложениям Средней Азии. Ашхабад, Туркменистан, 1966. С. 35–37.
- Атабекян А.А.* Запад Средней Азии. Верхний мел // Меловая система, полутом. М.: Недра, 1986. С. 322–337.
- Бобкова Н.Н.* Стратиграфия верхнемеловых отложений и позднемеловые пластинчатожаберные моллюски Таджикской депрессии // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. 1961. № 54. Вып. 8. 190 с.
- Борнеман Б.А.* Меловые отложения юго-востока Средней Азии. Ташкент: ФАН, 1940. 156 с.
- Гольтман Э.В., Ашууров А.А.* К стратиграфии коньяк-маастрихтских отложений Юго-Западного Дарваза // Бюл. МОИП, отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 3. С. 85–89.
- Джалилов М.Р.* Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1971. 209 с.
- Джалилов М.Р., Ашууров А.А., Гольтман Э.В., Хакимов Ф.Х.* Стратиграфия и крупные фораминиферы кампана и маастрихта Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1988. 95 с.
- Ильин В.Д.* Верхнемеловые отложения центральных областей Средней Азии // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., МГРИ, 1969. 50 с.
- Ильин В.Д.* Аммониты семейства *Placenticeratidae* Nyatt из верхнемеловых отложений Средней Азии // Тр. ВНИГНИ, 1975. Вып. 171. С. 154–174.
- Крымголец Г.Я.* Зона, лона и другое // Стратиграфическая классификация. Л.: Наука, 1980. С. 146–153.
- Михайловский С.Н.* Геологические исследования в Центральной Бухаре // Зап. Горн. ин-та. 1914. Т. V. Вып. II, III. С. 36–48.
- Найдин Д.П.* Надотряд *Ammonoidea*. Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра, 1974. С. 158–195.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 24. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 45–50.
- Поляркова З.Н.* Стратиграфия меловых отложений Южной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1969. 210 с.
- Симаков С.Н.* Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1952. 305 с.
- Симаков С.Н.* Меловые отложения Ферганы, Алайского и Заалайского хребтов. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1953. 222 с.
- Хакимов Ф.Х.* Схема зонального расчленения верхнего мела востока Средней Азии по аммонитам // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ. техн. хим. и геол. наук. Депон. в ВИНТИ. 14.02.90 № 841-890. 1990. 50 с.
- Amedro F.* Actulisation des zonation d'Ammonites dans le Cretace Moyen du Bassin anglo-parisien // Cretaceous Res. 1981. V. 2. № 3–4. P. 261–269.
- Amedro F., Hancock I.M.* Les ammonites de l'Autoroute "L'Aquitaine" France (Turonien et Santonien) // Cretaceous Res. 1985. V. 6. № 1–2. P. 15–32.
- Atabekjan A.A.* Correlation of the Campanian stage in Kopetdag and Western Europe // Aspekte der Kreide Europas. Intern. Union Geol. Sci., ser. A. 1979. № 5. P. 511–526.
- Ayysami K., Ranjit M., Banerjik R.K.* Cenomanian-turonian transition in the Cretaceous of southern India // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. V. 33. P. 21–30.
- Billote M.* Approche biostatigraphique du turonien Sous-Pyreneen // Mem. Mus. nat. Hist., ser. C. 1981. V. 49. P. 97–102.
- Birkelund T.* Upper Cretaceous belemnites from Denmark // Biol. Skrifter Dan. Vid. Selsk. 1957. V. 9. № 1. P. 1–69.
- Blaszkiwicz A.* Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula river valley, Poland: stratigraphic-paleontological study. Pr. Inst. geol., 1980. 63 p.
- Cobban W.A.* Ammonites from Navesinks Formations of Atlantick Highlands, New Jersey // U.S. Geol. Surv. Proff. Pap. 845, 1974. 21 p.
- Cobban W.A.* Mid-Cretaceous ammonites zones, Western Interior United States // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. V. 33. № 1–2. P. 71–89.

- Cobban W.A.* The late Cretaceous ammonites *Spathites Kummel et Decker* in New Mexico and Trans-Pecos Texas // *Contrib. late Cretaceous Paleontology and Stratigraphy in New Mexico*, part II. Bur. Mus. Min. Res. New Mexico. 1988. Bull. 114. P. 5–21.
- Cooper M.R.* Ammonite evolution and its bearing on the Cenomanian boundary problem // *Paleontology. Zeitschrift*. 1979. V. 53. № 1–2. P. 120–128.
- Ernst G., Schmid F., Klischnies G.* Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover // *Aspekte der Kreide Europas. Internat. Union Geol. Sci. Ser. A.* 1979. № 6. S. 384–395.
- Kaplan U., Keller S., Wiedmann I.* Ammoniten und Inoceramen-Gliederung des Norddeutschen Cenoman // *Schrift. Erdwissen. Kommissionen*. 1984. Band 7. S. 307–347.
- Kennedy W.J.* Systematic paleontology and stratigraphic distribution of the ammonite fauna of the French Coniacian // *Palaeontol. Assoc. Spec. Pap. in Paleontol.* 1984. V. 31. 160 p.
- Kennedy W.J.* Campanian and Maastrichtian ammonites from northern Aquitaine, France // *Palaeontol. Assoc. Spec. Pap. in Paleontol.* 1986. № 36. 145 p.
- Kennedy W.J., Summesberger H.* Lower Maastrichtian Ammonites from Nagoryany (Ukrainian SSR) // *Beitr. Paläont. Österr.* V. 13. 1987. P. 25–78.
- Kennedy W.J., Wright L.W.* Ammonites *Polyopsis Dujardin*, 1837 and the Cretaceous Ammonites family *Placenticeratidae* Hyatt, 1900 // *Paleontology*. 1983. V. 26. № 4. P. 855–873.
- Kennedy W.J., Wright C.W., Hancock I.M.* Ammonites Zonation and correlation of the Uppermost Cenomanian and Turonian of Southern England in the type areas of Sarthe and Touraine in France // *Mem. Mus. National Hist. Naturelle. Nov. ser.* 1981. T. 49. P. 175–181.
- Lewy Z.* Late Campanian heteromorph ammonites from Southern Israel // *Israel. I. Earth. Sci.* 1969. V. 18. № 3–4. P. 109–135.
- Matsumoto T.* Ammonoids from Japan 9 // *Atlas of Japanese Fossils 52 Cr 64–Cr 69* (Tsukiji shokan Publishing Co., Tokyo). 1981. P. 67–120.
- Matsumoto T., Noda N.* Notes on Ammonites *bravaisianus* d'Orbigny from Cretaceous of France // *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan. N. S.* 1966. № 64. P. 205–220.
- Moreau P.* Biostratigraphie du turonien Nord-Aquitaine (Charentes) sans rudistes et passage cenomano-turonien // *Mem. Mus. Natur. Hist. natur.* 1981. Nov. ser. 49. P. 81–89.
- Müller S.W., Wolleman A.* Die Molluskenfauna des Unterseanon von Braunschweig und Ilsede II Die Cephalopoden // *Abhandl. kgl. preus. Geol. L.-A.N. F.* 1906. T. 47. Berlin, S. 1–31.
- Naidin D.P.* Vergleichende Stratigraphie der Oberen Kreide der Russischen Tafel und West-Europas // *Aspekte der Kreide Europas Internat. Union. Geol. Sci.* 1979. Ser. A. № 6. S. 497–510.
- Petters S.W.* Upper Cretaceous subsurface stratigraphy of Atlantic coastal plain of New Jersey // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1976. V. 60. № 1. P. 176–180.
- Reyment R.A.* Some new upper Cretaceous Ammonites from Nigeria // *Colon. Geol. and Mineral Res.* 1954. V. 4. № 3. P. 248–270.
- Robaszyński F.* Conclusions to the Colloquium on the Turonian stage: Integrated biostratigraphic charts and facies maps (France and adjacent areas) // *Zitteliana*. 1983. № 10. P. 585–594.
- Schulz M.G., Schmid F.* Das Ober Maastricht von Hemoor (N.-Deutschland): Faunazonen-Gliederung und Limburg // *Newsl. Stratigr.* 1983. T. 13. S. 130–136.
- Seyed-Emami K., Förster R., Mojtehed A.* Ammoniten aus dem unteren Cenoman von Nordost-Iran (Kopet-Dag) // *Neues Jahr. Geolog. Paläontol., Monatsheft*. 1984. № 3. P. 159–172.
- Summesberger H.* Ammonite zonation of the Gosau group (Upper Cretaceous, Austria) // *Ann. Naturhist. Mus. Wien.* 1983. V. 87. P. 145–166.
- Wiedmann J.* Die Ammoniten der NW Deuchen, Regensburg und Ostalpinen Oberkreide im Vergleich mit der Oberkreidefaunen des westlichen Mediterrangebietes // *Aspekt Kreide Europas, Intern. U. Geol. Sci. ser. A.* 1979. № 6. S. 335–350.
- Wright C.W.* Cretaceous ammonites from Bathurst Island, northern Australia // *Paleontology*. 1963. V. 6. Pt. 4. P. 597–614.
- Wright C.W., Kennedy W.J.* The Ammonoidea of the Plenus Marls and the Middle Chalk // *Monogr. of the Palaeontogr. Soc., Publ.* 560. 1981. V. 134, for. (1980). 148 p.
- Zaborski P.M.* Upper Cretaceous ammonites from the Caladar region, south-east Nigeria // *Bull. Brit. Museum (Nat. Hist.) Geol.* 1985. V. 39. 72 p.

Рецензенты И.А. Михайлова,  
В.Д. Ильина, И.А. Басов

УДК 551.781.41:563.12(571.1)

## ОБОСНОВАНИЕ ГРАНИЦЫ ПАЛЕОЦЕНА И ЭОЦЕНА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

© 1998 г. В. М. Подобина

Томский государственный университет  
63450 Томск, проспект Ленина, 36, Россия

Поступила в редакцию 06.02.96 г., получена после доработки 23.12.96 г.

В статье обобщены материалы по стратиграфии и фораминиферам палеоцена и эоцена Западной Сибири с уточнением границы между этими отделами. Изложены новые данные из пробуренных 1, 2, 3, 4 скважин Каймысовского свода (Центральный район). Предполагается, что Западно-Сибирская провинция в указанные эпохи по составу микрофауны, особенно эндемичных агглютинирующих кварцево-кремнистых фораминифер и особенностям осадконакопления, являлась южной окраиной Арктической циркумполярной биогеографической области. Однако по наличию единичных бентосных известковых и планктонных фораминифер проведено их сопоставление со сходными формами палеоцена и эоцена, в том числе из стратотипов Дании, Бельгии, Англии. Датский ярус (нижний палеоцен, зона *Brotzenella praescuta*) в пределах Западной Сибири установлен в верхних слоях ганькинской свиты, охарактеризованной бентосными и планктонными фораминиферами. К зеландию верхнего палеоцена относится нижняя половина талицкой свиты, в пределах которой выделена зона *Ammoscalaria friabilis*; в Зауралье ей соответствуют слои с *Cibicoides prorpius*, многие виды которых прослежены в соответствующих отложениях стратотипического разреза о. Зеландия и на юге Швеции. Тенетский ярус – зона *Cibicoides favorabilis*, планктонные фораминиферы которого обнаружены в Тургайском прогибе совместно с зональным видом и сопоставлены с таковыми стратотипического разреза о. Тенет (Англия). Ипрский ярус нижнего эоцена установлен в пределах Западной Сибири по известковым бентосным и планктонным фораминиферам. В этой части разреза автором установлена зона *Anomalinoidea upresiensis*, одноименная с зоной ипрского яруса Нидерландов. Наиболее четко зона прослежена в разрезах 1 и 2 скважин Каймысовского свода. Кроме бентосных форм встречены характерные для ипра планороталитесы. Граница между палеоценом и эоценом в пределах Западной Сибири проводится между двумя микрофаунистическими зонами – тенетской *Cibicoides favorabilis* и ипрской *Anomalinoidea upresiensis*. На приводимом рисунке показывается корреляция зон палеоцена и эоцена (скв. 1, 2, 3, 4) в пределах Каймысовского свода. Приведены две палеонтологические таблицы.

**Ключевые слова.** Западная Сибирь, стратиграфия, корреляция, границы, палеоцен, эоцен, ярусы, микрофаунистические зоны.

В основу исследований положены данные изучения фораминифер, широко распространенных в пределах Западной Сибири. Дополнительно изучались радиолярии, встречаемые в значительных количествах вместе с фораминиферами. Решение проблемы границы палеоцена и эоцена в данном регионе во многом зависит от ярусного расчленения палеогена, что представляет сложную задачу из-за эндемизма многих таксонов западно-сибирской микрофауны.

Широко распространенные в разных палеоценозах фораминиферы представлены в основном агглютинированными, реже известковыми бентосными и планктонными формами. Первоначально установленные на их основании местные зоны и слои были датированы дат-палеоценовым возрастом (Дайн, 1961; Кисельман, 1960, 1978; Липман и др., 1960; Подобина, 1975, 1984; Субботина, Кисельман, 1961; Субботина, Алексейчик-Мицкевич и др., 1964; Фреман, 1960 и др.). Полу-

ченный в последние годы новый фактический материал по фораминиферам, наряду с обобщением ранее известных сведений по стратиграфии, палеобиогеографии и палеогеографии, а также выявление корреляционных уровней, соответствующих эвстазии Мирового океана, дали возможность в значительной мере продвинуть решение поставленной задачи.

Западно-сибирская провинция в палеоцене, так же как в эоцене, по составу микрофауны и особенностям осадконакопления автором относится к южной окраине Арктической палеобиогеографической области. Однако в Зауралье и на юго-западе провинции среди единичных известковых бентосных и планктонных фораминифер наблюдается сходство с некоторыми западно-европейскими видами, в том числе из стратотипических разрезов Дании, Бельгии и Англии.

Осадконакопление датского века тесно связано с окончанием мелового карбонатного седи-

ментогенеза и естественно является завершающим этапом карбонатной циклотемы (Найдин, Беньямовский, 1989 и др.). Но характер фауны и особенно присутствие палеогеновых планктонных фораминифер явились основой для отнесения этого яруса к палеогеновой системе. В пределах Западной Сибири отложения датского яруса (зона *Brotzenella graeacuta*) выделены в самых верхних слоях ганькинской свиты и сохранились от размыва преимущественно в депрессионных зонах (Омская, Усть-Тымская и другие впадины).

Кроме многочисленных продолжающих существовать маастрихтских видов характерными для зоны *Brotzenella graeacuta* являются: *Gaudryina gigantea* (Subbotina), *Clavulina parisiensis* Orb., *Lenticulina inusitata* Kisselman, *Parrella lens* (Brotzen), *Cibicides spiro-punctatus* Galloway et Morrey, *Anomalinoidea danicus* (Brotzen), *Brotzenella preeacuta* (Vassilenko).

В зоне, кроме вышеуказанных бентосных, являются единичные планктонные фораминиферы: *Globigerina varianta* Subbotina, *G. trivialis* Subbotina, *G. pseudobulloides* Plummer и др. Повсеместно доминируют секреторные известковые бентосные формы, среди которых преобладают роталиды. На востоке Западной Сибири (Усть-Тымская впадина) этой части разреза соответствуют слои, вмещающие палеоценоз с *Bathysiphon nodosarieformis*, *Glomospira charoides* (Подобина, 1992).

Зеландский век – начало новой трансгрессии эвстатической природы и формирования выше лежащей терригенно-кремнистой циклотемы. Эта трансгрессия отмечается отложениями "палеоцена Копенгагена" – стратотипа зеландского яруса в Дании (о. Зеландия), палеоцена юга Швеции (гора Мальме), нижнесызранскими отложениями Поволжья, талицкой свиты Западной Сибири. Зоны планктонных фораминифер, характеризующих ярусы палеоцена, являются по сути своей хронозонами общей шкалы (Крашенинников, Басов, 1986; Решения МСК, 1989 и др.). Систематический состав комплексов планктонных фораминифер этих зон, а также дополнительно характеризующих их бентосных форм, отражает изменение физико-географической обстановки морских бассейнов, связанных с колебанием уровня Мирового океана в кайнозойе и другими причинами. Резкий перелом эвстатической кривой в палеоцене на границе указанных двух циклотем многими исследователями принимается за границу двух зон: *Acarinina inconstans* (конец дания) и *Mogozovella angulata* (начало зеландия). Значительные изменения на этом уровне в систематическом составе планктонных фораминифер дали основание В.А. Крашенинникову (1982), У.Б. Харленду и др. (1985) проводить здесь границу между нижним и верхним палеоценом. По указанным выше публикациям, зоны *Mogozovella angulata* и *M. conicotruncata* соответствуют не мон-

скому (Решение МСК, 1989), а зеландскому ярусу, и это необходимо учесть при последующих стратиграфических исследованиях этой части разреза (Решение 28-й сессии МГК, г. Вашингтон, 1989 г.).

Накопление осадков терригенно-кремнистой талицкой свиты широко распространено в пределах Западной Сибири и, как указывалось, соответствует новой зеландской трансгрессии. В этой свите широко распространены кварцево-кремнистые фораминиферы, выделяемые как палеоценоз с *Ammoscalaria friabilis* относительно глубоководного типа фауны. В нем преобладают виды *Labrospira granulosa* (Lipman), *Haplophragmoides periferioexcavatus* Subbotina, *Cyclammina coksuvorovae* Uschakova, *Ammoscalaria friabilis* (Ehremeeva), *Verneulinoides paleogenicus* (Lipman), *Trochammina pentacamerata* Lipman. Отложения талицкой свиты, включающие комплекс с *Ammoscalaria friabilis*, известны как одноименная зона. В Зауралье в разрезе талицкой свиты среди прослоев, включающих агглютинированные формы, встречены прослой с известковыми формами мелководного палеоценоза с *Cibicoides proprius*. В составе этого палеоценоза определены виды *Bolivinospis scanica* Brotzen, *Robulus discus* (Brotzen), *Eponides lunatus* Brotzen, *Gavelinella lellingensis* Brotzen, *Cibicoides succedensis* Brotzen, *C. proprius* Brotzen, *Planulina limbata* Brotzen, *Nonionellina ovata* Brotzen, *Bulimina ovata* Orb. На юго-востоке Западной Сибири (Усть-Тымская впадина, скв. 1, 2, 3, 152), по данным автора, зеландской зоне *Ammoscalaria friabilis* соответствуют слои с комплексом фораминифер *Cyclammina coksuvorovae* (Подобина, 1990) (рис. 1). Фораминиферы этого палеоценоза по видовому составу сходны с комплексом так называемого "палеоцена Копенгагена" (стратотипа зеландского яруса), а также с комплексом палеоцена юга Швеции (Brotzen, 1948). Автору удалось провести это сопоставление комплексов благодаря образцам, любезно предоставленным Д.П. Найдиным, а также присланным автору европейскими исследователями. Западно-сибирский комплекс с *Cibicoides proprius* значительно обеднен по сравнению с северо-европейскими, возможно, за счет более низкой температуры бассейна из-за непосредственного влияния Арктики и отличающихся условий осадконакопления.

Отложения тенетского яруса в Западной Сибири установлены предположительно в верхах талицкой и нижних слоях люлинворской свит. В этой части разреза выделена зона с *Cibicoides favorabilis*; в составе палеоценоза этой зоны продолжают встречаться агглютинированные кварцево-кремнистые формы родов *Reophax*, *Labrospira*, *Haplophragmoides*, *Cyclammina*, широко распространенные в ниже лежащей зоне. Наряду с ними появляются единичные новые виды секреторных известковых форм, включая зональный вид. На юго-востоке тенетской зоне *Cibicoides fa-*



Рис. 1. Схема расположения скважин, указанных в тексте статьи.

1 – 1–3, 152р – скважины, пробуренные в бассейнах р. Тыма и Пайдугина (Пайдугинская партия Томской геологоразведочной экспедиции); 2 – 1–4 – скважины, пробуренные в бассейне меридионального течения р. Васюган (Западная партия Томской геологоразведочной экспедиции); 13н – скважина, пробуренная в бассейне р. Нюролька (Нюрольская партия Томской геологоразведочной экспедиции); 5к – скважина, пробуренная в бассейне р. Чижапка (Чижапская партия Томской геологоразведочной экспедиции); 526 – скважина, пробуренная возле д. Завьялово.

vorabilis соответствуют слои с *Glomospira gordialisiformis*, *Cyclammina soksuorovae* (Липман и др., 1960; Подобина, 1990; Субботина и др., 1964). Автором и Э.О. Амоном (1992) прослежены аналогии этой зоны в Сарбайском разрезе Тургайского прогиба (г. Рудный), где обнаружены известковые бентосные и единичные планктонные формы зоны *Acarinina subsphaerica* тенетского яруса. В.Н. Беньямовским (Найдин, Беньямовский, 1989) на этом стратиграфическом уровне в ряде разрезов Тургайского прогиба установлена зона *Aca-*

*rinina subsphaerica*, *Cibicides reinholdi*. Автору данной статьи удалось изучить комплексы тенетских фораминифер, присланные из Англии (о. Тенет) Д. Карри, установив, что они соответствуют верхним слоям палеоцена. Из стратотипического разреза автором обнаружены следующие виды планктонных фораминифер: *Globigerina incisa* Hillebrandt, *Acarinina intermedia* Subbotina, *A. soldadoensis* (Bronnimann), *A. trichotrocha* (Loeblich et Tappan) и др.

Из анализа систематического состава данных планктонных фораминифер (стратотипический разрез тенета, о. Тенет, Англия) следует, что они соответствуют по шкале МСК (1989) зонам *Acarinina subsphaerica* и *A. acarinata*. Палеоценовая трансгрессия достигла пределов Англии, по-видимому, в конце этой эпохи. Поэтому тенетский ярус нецелесообразно растягивать на весь верхний палеоцен, как это делали некоторые исследователи (Харленд и др., 1985).

Морские отложения эоцена широко распространены на территории Европы и Азии. В пределах Западно-Сибирской провинции в отложениях эоцена обнаружены в основном редкие экземпляры видов планктонных и секреционных бентосных форм (табл. I, II). В этой провинции на данном стратиграфическом уровне более разнообразны и многочисленны агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы. Поэтому автор изучила для сравнения эоценовые палеоценозы фораминифер из разрезов Тургайского прогиба, отмечая в них, наряду с секреционными известковыми, виды агглютинированных кварцево-кремнистых форм, сходных с таковыми Западной Сибири.

Отложения ипрского яруса нижнего эоцена, охарактеризованные планктонными и бентосными известковыми фораминиферами, первоначально были выделены И.М. Айзенштат (1964) в Тургайском прогибе как зона *Acarinina pentacamerata*.

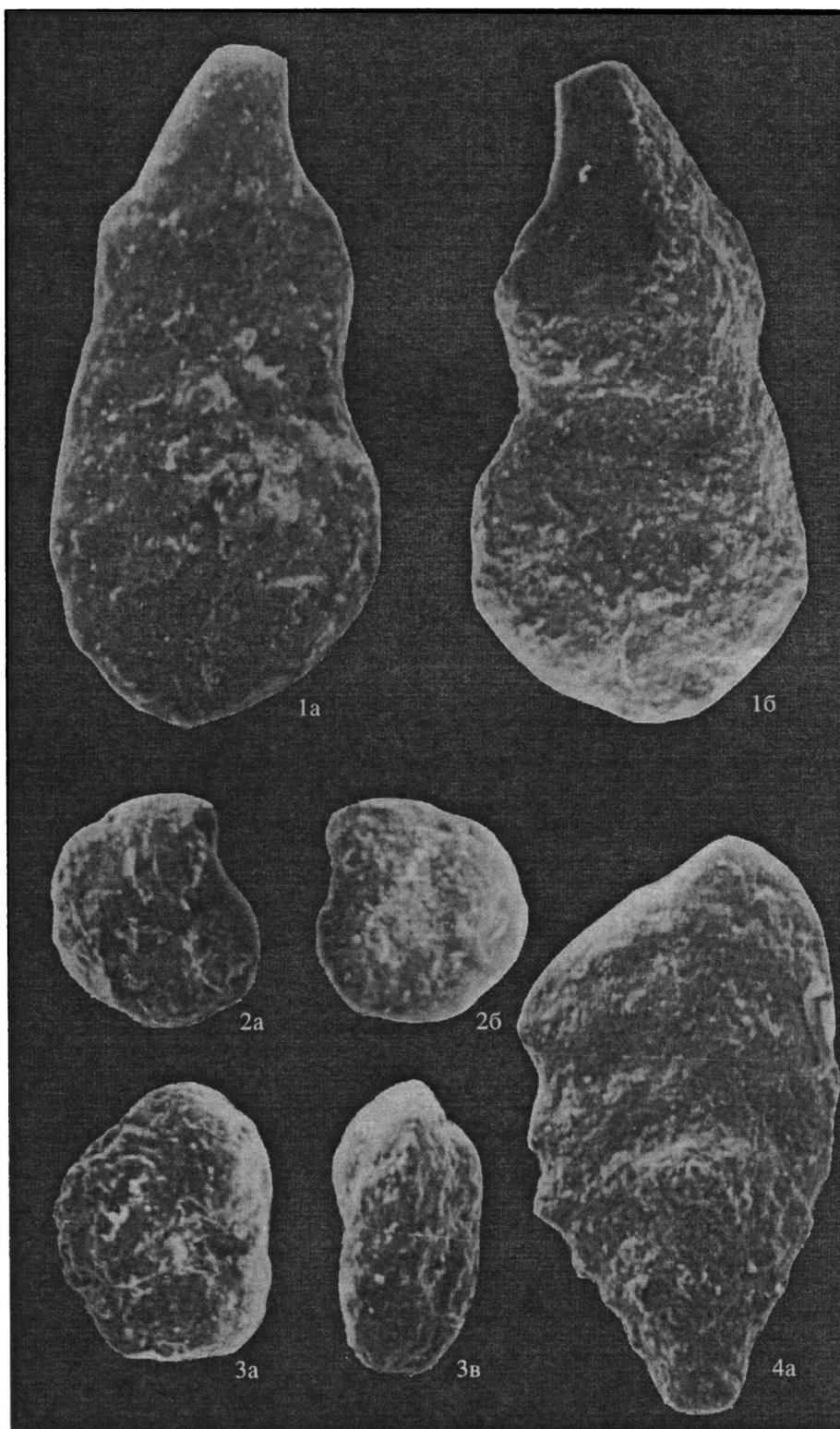
Благодаря коллекциям палеогеновых фораминифер, присланным автору В.Н. Беньямовским, Л.П. Зиновьевой, А.Г. Файзулиной, удалось изучить в данной зоне бентосные секреционные известковые формы. Палеоценоз бентосных фораминифер в Белинском разрезе Тургайского прогиба автором назван палеоценозом с *Anomalinoidea upresiensis*, *Cibicides carinatus*. Он очень сходен с

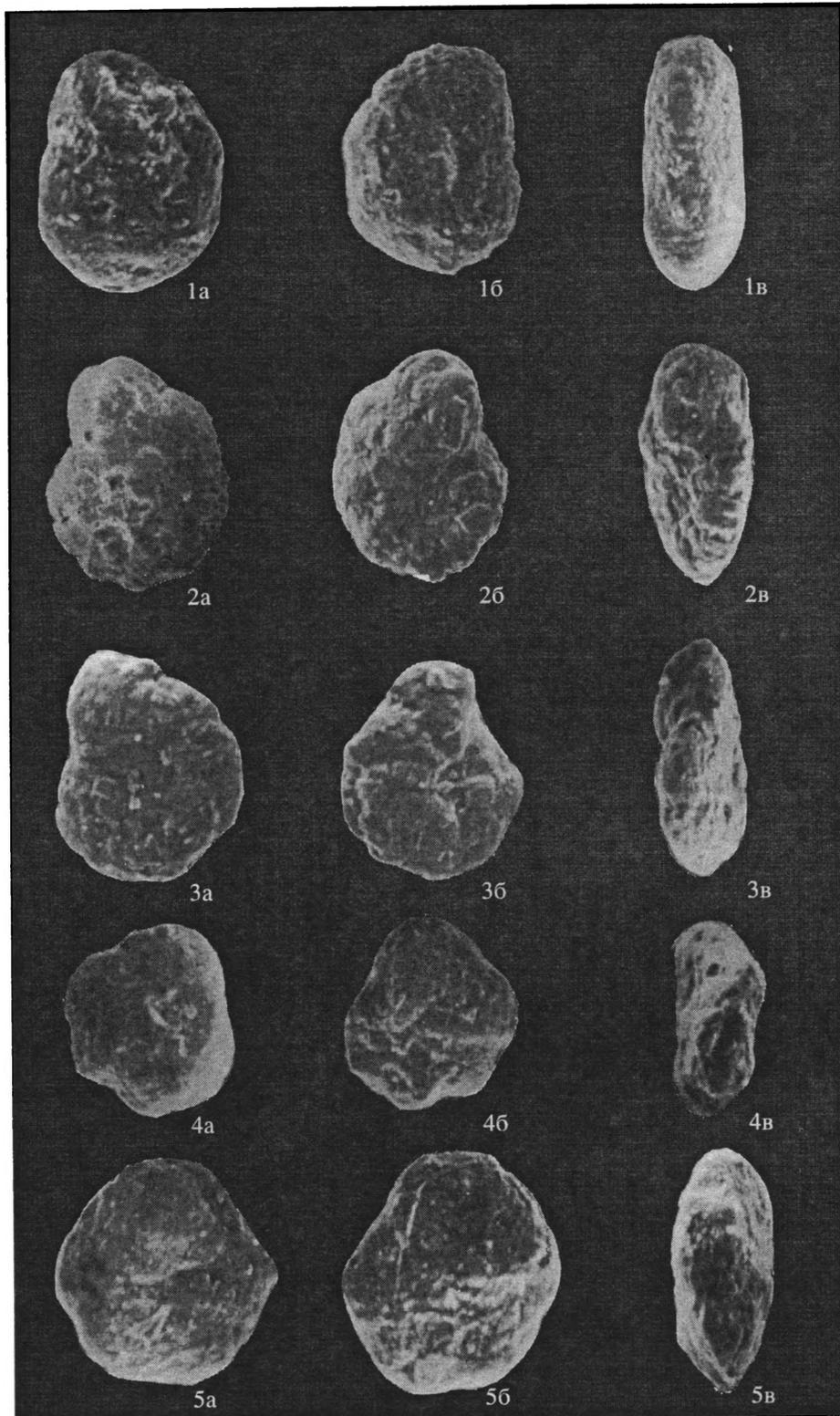
Таблица I. Фораминиферы нижнего эоцена Западной Сибири. а – вид со спинной стороны; б – вид с брюшной стороны; в – вид со стороны устья. Для всех фораминифер увел. 100.

1 – *Anomalinoidea upresiensis* (ten Dam). Экз. № 1530, скв. 1, гл. 450.0 м; ипрский ярус; 2 – *Acarinina pentacamerata* Subbotina. Экз. № 1532, скв. 1, гл. 450.0 м; ипрский ярус; 3, 4 – *Planorotalites pseudoscutulus* (Glaessner). 3 – экз. № 1533, 4 – экз. № 1534, скв. 1, гл. 470.0 м; ипрский ярус.

Все экземпляры фораминифер находятся в коллекции микропалеонтологического отдела Палеонтологического музея Томского государственного университета. Они отобраны из нижней подсвиты люлинворской свиты одноименного горизонта (нижний эоцен) разреза скв. 1, расположенной в пределах средней части меридионального течения р. Васюган (Западная партия, крайний запад Томской области), Западно-Сибирь.

Таблица I





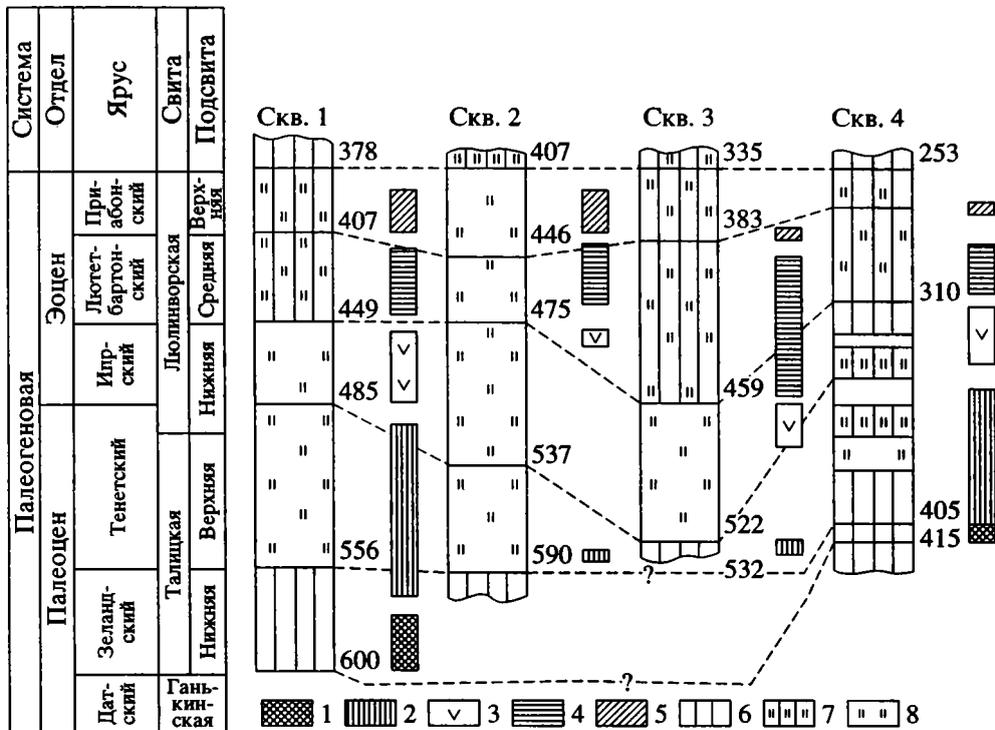


Рис. 2. Корреляция микрофаунистических зон разрезов палеогена Каймысовского свода (сква. 1–4, пробуренные в бассейне меридионального течения р. Васюган, Западная партия Томской геологоразведочной экспедиции).

1 – зона *Ammoscalaria friabilis*; 2 – слои с *Cibicoides favorabilis* (слои с *Glomospira gordialiformis*, *Cyclammina coksuvorovae*); 3 – зона *Anomalinoidea upresiensis*; 4 – зона *Gaudryinopsis subbotinae*; 5 – зона *Labrospira honesta*; 6 – глина, 7 – глина опоквидная; 8 – опока.

комплексом *Anomalina* (*Anomalinoidea*) *upresiensis*, *Gaudryina hilltermanni*, выделенным в нижнем эоцене Нидерландов (Doppert, Neele, 1983). Некоторые виды из бентосных форм, встреченных на данном стратиграфическом уровне в Тургайском прогибе, известны в лондонских глинах Англии (Murety, Whight, 1974). К ним относятся *Cibicides cupobelini* Haynes, *C. mauricensis* Howe et Roberts, *C. westi* Howe, *Uvigerina batjesi* Kaasschieter. На территории Западной Сибири данному стратиграфическому уровню соответствуют верхние слои нижнелиолинворской подсвиты с единичными фораминиферами и радиоляриями.

Интерес представляют находки в верхах нижнелиолинворской подсвиты бентосных и планктонных фораминифер в разрезах скважин центрального района (Каймысовский свод скв. 1, 2, 3, 4) (рис. 2). Слои, включающие бентосные известковые и агглютированные кварцево-кремнистые

формы, выделены автором с характерным видом *Anomalinoidea upresiensis* в одноименную зону ипрского яруса нижнего эоцена.

Наиболее полно в отношении микропалеонтологической характеристики представлен разрез скв. 1 (Западная партия, Каймысовский свод), где на глубинах 470.0 и 450.0 м, кроме единичных агглютинирующих, встречены известковые бентосные и планктонные фораминиферы.

Так, в образце с глубины 470.0 м обнаружены разнообразные уплощенные планороталитесы видов *Planorotalites pseudoscutulus* (Glaessner) и *P. planosonicus* (Subbotina), являющихся характерными для верхней половины нижнего эоцена. По этим находкам можно предположить, что исследуемые слои соответствуют зоне *Morozovella aganensis*.

Выше по разрезу скв. 1 в образце с глубины 450.0 м видовой состав фораминифер несколько

Таблица II. Фораминиферы нижнего эоцена Западной Сибири. а – вид со спинной стороны или с боковых сторон; б – вид с брюшной стороны; в – вид со стороны устья. Для всех фораминифер увел. 100.

1 – *Labrospira granulosa* (Lipman). Экз. № 1671, скв. 1, гл. 460.0 м, ипрский ярус; 2 – *Ammomarginulina spectata* Podobina. Голотип № 1543, скв. 1, гл. 450.0 м, ипрский ярус; 3 – *Textularia carinatiformis* (Morosova) subsp. *sibirica* Podobina. Паратип № 1541, скв. 1, гл. 460.0 м, ипрский ярус; 4 – *Anomalinoidea upresiensis* (ten Dam). Экз. № 1530, скв. 1, гл. 450.0 м, ипрский ярус; 5 – *Planorotalites planosonicus* (Subbotina). Экз. № 1548, скв. 1, гл. 470.0 м, ипрский ярус.

меняется и состоит из *Psammospaera laevigata* White, *Reophax subfusiformis* Earland, *Labrospira granulosa* (Lipman), *Ammomarginulina spectata* Podobina, *Textularia carinatiformis* (Morosova) sibirica Podobina, *Anomalinoidea nobilis* Brotzen, *Anomalinoidea upresiensis* (ten Dam), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina) и др.

В указанном образце относительно многочисленны представители родов *Textularia* и *Acarinina*, насчитывающие десятки экземпляров. Характер и видовой состав бентосных фораминифер дает основание считать, что образец отобран из самых верхних слоев нижнего эоцена. На это указывают находки отличающихся форм подвида *Textularia carinatiformis* (Morosova) sibirica Podobina, более типичные особи которого широко распространены выше – в среднелюлинворской подсвите Западной Сибири. Находки вида *Anomalinoidea epresiensis* (ten Dam) (гл. 470.0 и 450.0 м) дают основание сопоставить по бентосным известковым фораминиферам выделяемую зону *Anomalinoidea epresiensis* с зоной *Anomalinoidea upresiensis*, *Gaudryina hiltermanni* из нижнего эоцена Нидерландов (Doppert, Neele, 1983).

В разрезе скв. 2 (гл. 479.0–474.9 м, Западная партия, Каймысовский свод) в верхах нижнелюлинворской подсвиты встречен комплекс фораминифер, среди которого определены такие характерные виды, как *Anomalinoidea upresiensis* (ten Dam) и *Acarinina pentacamerata* (Subbotina). Эти находки сходны с таковыми в разрезе скв. 1 с глубины 450.0 м и указывают на раннеэоценовый возраст отложений (верхи нижнего эоцена). В исследуемом интервале пород встречены многочисленные и разнообразные радиолярии раннего эоцена (Липман, 1979).

В других районах Западной Сибири (вне Каймысовского свода) относимые к нижнему эоцену верхние слои нижнелюлинворской подсвиты – серые опоковидные глины и опоки обычно включают единичные плохой сохранности уплощенные планороталитесы, агглютинированные фораминиферы и радиолярии. Местами в верхних слоях подсвиты встречен комплекс фораминифер с *Ammosphaeroidina sphaerica*. Этот комплекс автором ранее установлен в разрезе Завьяловской скв. 526 (гл. 334.0 м), расположенной на юге Западной Сибири. Он также обнаружен в разрезе скв. 13н (гл. 323.0–315.0 м, бассейн р. Нюрюлька). Род *Ammosphaeroidina* обычно появляется в раннем эоцене. В восточном районе в серых опоковидных глинах этого стратиграфического уровня изредка встречаются единичные плохой сохранности фораминиферы родов *Psammospaera*, *Reophax*, *Narphoraoides*, *Adercotrypa*, *Planorotalites* и единичные радиолярии родов *Cenosphaera*, *Cenodiscus*, *Stylotrochus* и др., а также пиритизированные ядра. Эти отложения условно, по положению в

разрезе, отнесены к нижнему эоцену и соответствуют зоне *Anomalinoidea upresiensis*.

В пределах Западной Сибири выше по разрезу (среднелюлинворская подсвита) к среднему эоцену (лютет-бартонский ярус) относится зона *Gaudryinopsis subbotinae*, сведения о которой опубликованы в предыдущих работах автора (Подобина, 1975, 1984 и др.). Верхний эоцен (приабонский ярус) устанавливается в основном в объеме зоны *Labrospira honesta* (верхнелюлинворская подсвита). Приабонский возраст этой зоны подтверждается находками планктонных фораминифер вида *Globigerina officinalis* Subbotina совместно с агглютинирующими формами в бассейне р. Чижанки (скв. 5к, гл. 242.0–235.0 м). Более подробные сведения об указанных зонах и всех спорных вопросах, касающихся возраста этой части разреза, опубликованы ранее (Подобина, 1990 и др.).

Упомянутые зоны среднего и верхнего эоцена в последние годы также обнаружены в разрезах скважин 1, 2, 3, 4, пробуренных в пределах Каймысовского свода (центральный район) (рис. 2).

## ВЫВОДЫ

На основании анализа фораминифер в пределах Западной Сибири, их сопоставления со сходными формами из сопредельных провинций, удалось проследить общие виды среди бентосных известковых и планктонных форм палеоэоценовых и раннеэоценовых палеоэоценозов данного региона, Тургай и Западной Европы, включая стратотипические разрезы. Подобная корреляция западно-сибирских зон с одновозрастными тургайскими и европейскими, в том числе из стратотипов ярусов, на основании сходства палеоэоценозов фораминифер дала возможность установить в разрезах Западной Сибири зоны бентосных фораминифер и сопоставить их с таковыми по планктонным формам океанической шкалы.

Следовательно, граница верхнего палеоэоцена и нижнего эоцена или граница между тенетским и ипрским ярусами в пределах Западной Сибири может быть проведена между двумя микрофаунистическими зонами: *Cibicoides favorabilis* и *Anomalinoidea epresiensis*.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айзенштат И.М.* Палеоэоценовые комплексы фораминифер Тургайского прогиба // Тр. ВСЕГЕИ. 1964. Т. 102. С. 152–161.
- Дайн Л.Г.* Некоторые виды фораминифер меловых отложений Шумихинского района Челябинской области // Микрофауна СССР. Сб. XII. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 4–37.

- Кисельман Э.Н.* Микрофаунистические зоны ганькинской свиты Западно-Сибирской низменности // Тр. СНИИГиМС. 1960. Вып. 8. С. 163–175.
- Кисельман Э.Н.* Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 42–51.
- Крашенинников В.А.* Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана // Тр. ГИН АН СССР. 1982. Вып. 369. 140 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия кайнозоя южного океана. М.: Наука, 1986. Вып. 410. 206 с.
- Липман Р.Х.* Значение радиолярий для разработки зональной шкалы палеогена юга СССР // Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли. М.: Наука, 1979. С. 69–86.
- Липман Р.Х., Буртман Е.С., Хохлова И.А.* Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия. 1960. Т. 28. 231 с.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* О верхнем ограничении датского яруса. Статья 2 // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 1. С. 21–38.
- Подобина В.М.* Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии // Томск: Изд-во Томского ун-та, 1975. 220 с.
- Подобина В.М.* Новые данные по биостратиграфии палеогена восточной части Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 66–69.
- Подобина В.М.* Новые данные по биостратиграфии палеогена Западной Сибири // Бюлл. МОИП. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 61–67.
- Подобина В.М.* Датский ярус Западной Сибири // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1992. С. 80–83.
- Подобина В.М., Амон Э.О.* Микрофауна и биостратиграфия палеогеновых отложений разреза Сарбай, Северо-Западный Тургай // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1992. С. 88–96.
- Решение XVI пленарного заседания МСК по палеогеновой системе. Л.: Недра, 1989. 6 с.
- Субботина Н.Н., Кисельман Э.Н.* Микрофаунистическая зона *Apomalina praecurta* в Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 243–252.
- Субботина Н.Н., Алексейчик-Мицкевич Л.С., Барановская О.Ф. и др.* Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. 1964. Вып. 264. 321 с.
- Фреман Е.В.* О новом датско-палеоценовом комплексе фораминифер Западной Сибири // Тр. СНИИГиМС. 1960. Вып. 8. С. 212–215.
- Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевелин П.Т. и др.* Шкала геологического времени, М.: Наука, 1985. 140 с.
- Doppert J.W., Neele N.* Biostratigraphy of marine Paleogene deposits in the Netherlands and adjacent areas // Geol. Surv. Netherlands. 1983. V. 37. № 2. 17 p.
- Brotzen F.* The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna // Sver. Geol. Undersok., Ser. C. Bd. 42. № 2. 140 s.
- Murray J.W., Whight C.A.* Paleogene foraminifera and paleontology, Hampshire and Paris basins and the English channel // Paleontology Spec. Paper. London. 1974. № 14. 130 p.

Рецензенты В.А. Крашенинников, И.А. Басов

УДК 551.781.5.782.11:561.26(266)

## ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ОЛИГОЦЕНА И НИЖНЕГО МИОЦЕНА СЕВЕРОТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА ПО ДИАТОМЕЯМ

© 1998 г. А. Ю. Гладенков

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

Поступила в редакцию 20.02.96 г., получена после доработки 01.04.96 г.

Приведены результаты по зональному расчленению олигоцена и нижнего миоцена Северотихоокеанского региона на основе изучения ископаемых диатомей. По материалам рейса 145 Программы океанического бурения (ODP) олигоцен и ранний миоцен субарктической Пацифики расчленены на 7 зон. В дополнение к этому, корреляция диатомовых комплексов Командорских островов и Японии с ассоциациями высоких южных широт дала возможность впервые для Северной Пацифики выделить новую зону для нижнего олигоцена (зона *Rhizosolenia oligosaepica* с нижней и верхней границами на уровнях 33.7 млн. лет и 30.2 млн. лет соответственно). Проведена корреляция диатомовых ассоциаций более 20 разрезов разных районов средних-высоких широт Тихоокеанской области (Камчатка, Сахалин, Япония и др.) с предложенной зональной шкалой.

**Ключевые слова.** Олигоцен, нижний миоцен, Северотихоокеанский регион, биостратиграфия, корреляция, диатомовые водоросли, зональная шкала.

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема расчленения и корреляции олигоценных и нижнемиоценовых толщ является одной из наиболее сложных в Северотихоокеанском регионе. Для неогеновых отложений высоких-средних широт Северной Пацифики, начиная со среднего миоцена, к настоящему времени разработана и успешно используется детальная стратиграфическая зональная шкала по диатомеям (Akiba, 1986; Koizumi, Tanimura, 1985; Barton, Gladenkov, 1995), позволяющая коррелировать морские отложения позднего кайнозоя в пределах этой обширной области. Если сейчас больших успехов геологи добились в расчленении палеоцена и эоцена на зональной основе, используя данные по планктонным фораминиферам и наннопланктону (Гладенков и др., 1988; Крашенинников и др., 1988, 1989; Беньямовский и др., 1992; Okada, Kaiho, 1992; Волобуева и др., 1994; Beaufort, Olafsson, 1995 и др.), то зональное расчленение олигоцена, также как и его границы в Северотихоокеанском регионе, обоснованы слабо. Это объясняется тем, что с одной стороны, до последнего времени отсутствовали материалы по относительно полным разрезам с удовлетворительной палеонтологической характеристикой, а с другой – тем, что остатки карбонатного микропланктона в отложениях этого возраста в высоких широтах практически отсутствуют.

С этой точки зрения несомненный интерес представляют новые данные по морским ископаемым диатомовым водорослям, полученные в последние годы по материалам глубоководного бурения в северной части Тихого океана и изучения

разрезов ее западного обрамления. В статье на основе новых данных, а также анализа имеющихся в литературе материалов по диатомеям, предложена схема стратиграфического расчленения и корреляции олигоценных и нижнемиоценовых отложений Северотихоокеанской области.

Все радиологические датировки в статье приводятся согласно геохронологической шкале С. Кэнде и Д. Кента (Cande, Kent, 1992), учитывающей новую информацию по радиологическим и палеомагнитным датировкам. Датирование границ между отделами и подотделами также принято в соответствии с этой шкалой, в частности: граница между эоценом и олигоценом – 33.7 млн. лет<sup>1</sup>, ранним и поздним олигоценом – 28.5 млн. лет, олигоценом и ранним миоценом – 23.8 млн. лет<sup>2</sup>, ранним и средним миоценом – 16.3 млн. лет.

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

#### *Зональное расчленение олигоцена-нижнего миоцена*

Если для олигоцена и нижнего миоцена низких широт, а также высоких широт Южного океана и

<sup>1</sup> Принимаемая здесь датировка совпадает с таковой, полученной по разрезу Массиньяно в Италии (Odin et al., 1991), выбранному в качестве эталонного для границы между эоценом и олигоценом Международной субкомиссией по стратиграфии палеогена (The Eocene–Oligocene..., 1988).

<sup>2</sup> Эта датировка совпадает с таковой, полученной по разрезу Лемме-Карросио (Италия), рекомендованному в качестве эталонного для границы между олигоценом и миоценом Международной рабочей группой по границе палеогена и неогена (Steininger et al., 1994).

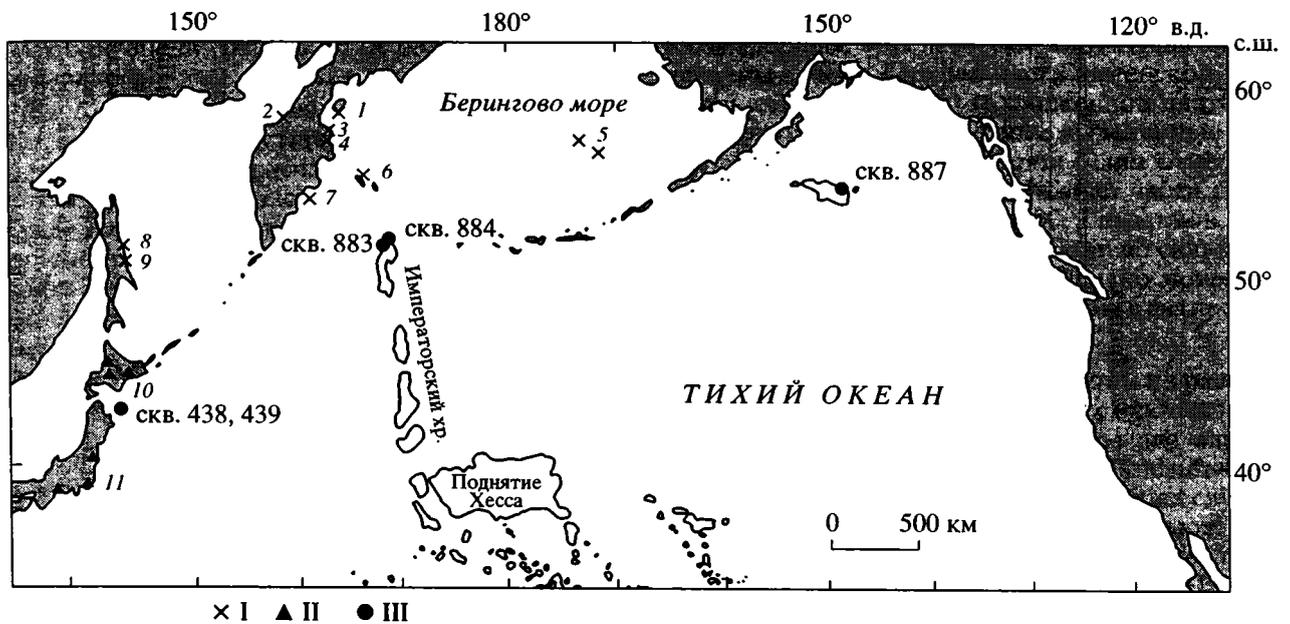


Рис. 1. Схема расположения основных разрезов Северной Пацифики и ее обрамления, в которых найдены комплексы диатомей олигоцена и раннего миоцена.

I – разрезы Камчатки, Командорских островов, Берингова моря и Сахалина: 1 – свита мыса Тонс, ильхатунваямская свита, свита песчаников с *Latemula*, пестроцветная свита (о. Карагинский); 2 – гахчинская и вивентекская свиты (Западная Камчатка, Точилинский разрез); 3 – шагаевская свита (п-ов Озерной); 4 – озерновская свита (мыс Тупой); 5 – образцы, драгированные в Наваринском бассейне Берингова моря; 6 – каменская свита (о. Беринга); 7 – образцы, драгированные в заливе Кроноцкий и бухте Ольги; 8 – мутновская и пиленгская свиты (Лунская впадина); 9 – пиленгская и борская свиты (Пограничный прогиб); II – серия разрезов Японии (10, 11); III – скважины ODP (883, 884, 887) и DSDP (438 и 439).

Северной Атлантики к настоящему времени разработаны дробные зональные шкалы по диатомеям, в ряде случаев привязанные к палеомагнитной шкале и подразделением по карбонатному планктону (Barron, 1983, 1985; Fenner, 1984, 1985; Baldauf, Barron, 1991; Harwood, Maruyama, 1992 и др.), то для средних и высоких широт Северной Пацифики подобная работа только начинается.

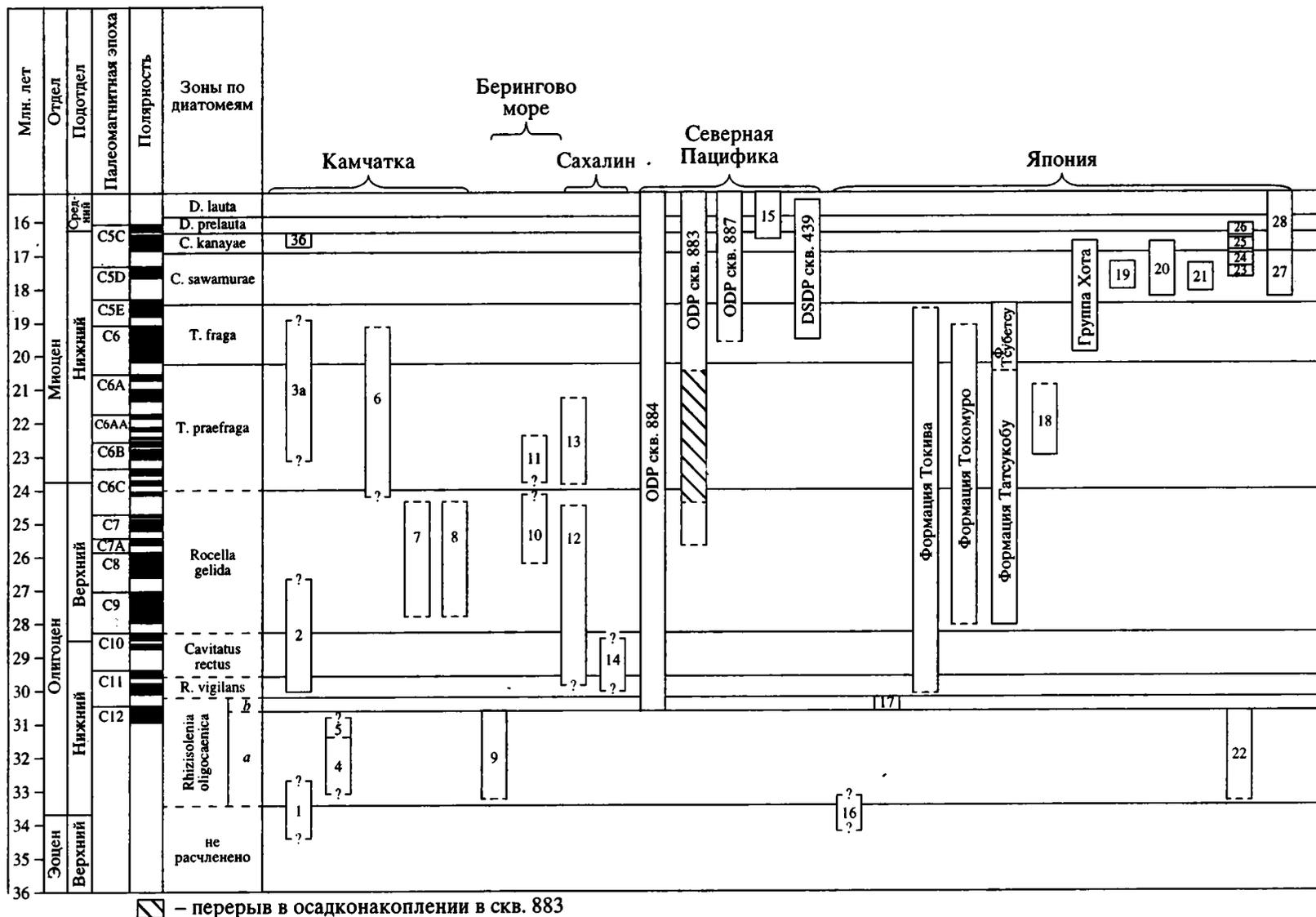
Ниже приводится характеристика схемы зонального расчленения олигоцена и нижнего миоцена Северотихоокеанского региона, разработанной на основе анализа диатомовых комплексов Командорских островов и Японии в сочетании с данными, полученными в рейсе 145 ODP.

### 1. Северо-Западная часть Тихого океана

Материалы рейса 145 ODP позволили недавно впервые разработать зональную шкалу по диатомеям для интервала от верхней части раннего олигоцена до верхов раннего миоцена для этой области (Gladenkov, Barron, 1995). На основе прослеживания уровней последовательных появлений (FO) зональных видов в практически непрерывном разрезе скважины ODP 884В на подводной горе Детройт (рис. 1) в северо-западной части Тихого океана (51°27.026' с.ш., 168°20.228' в.д., глубина моря – 3827 м), охарактеризованном ископа-

емым диатомеями (керны 63–71), выделено 7 зон. При этом для отложений моложе 18 млн. лет био-стратиграфические события привязаны к палеомагнитной шкале. Возрастные датировки нижних границ зон (и соответственно, первых появлений зональных видов) определены по шкале С. Кэнде и Д. Кента (Cande, Kent, 1992) следующим образом (снизу вверх): зона *Rocella vigilans* – 30.2 млн. лет; зона *Cavatus rectus* – 29.6 млн. лет; зона *Rocella gelida* – 28.2 млн. лет; зона *Thalassiosira praeфрага* – 24.0 млн. лет; зона *Thalassiosira фрага* – 20.3 млн. лет; зона *Crucidentricula sawamurae* – 18.4 млн. лет; зона *Crucidentricula kanayae* – 16.9 млн. лет (рис. 2). Граница между олигоценом и миоценом (23.8 млн. лет) проходит вблизи подошвы зоны *Thalassiosira praeфрага*, охватывающей интервал 24.0–20.3 млн. лет. Необходимо также отметить, что последовательность нижнемиоценовых диатомовых зон, начиная с зоны *Thalassiosira фрага*, прослеживается и в скважинах ODP 887 (54°21.9' с.ш., 148°26.8' з.д., глубина моря – 3645 м) в заливе Аляски и 883 (51°11.9' с.ш., 167°46.1' в.д., глубина моря – 2396 м) на подводной горе Детройт (рис. 1, 2) (Barron, Gladenkov, 1995).

Таким образом, можно говорить, что верхняя часть нижнего олигоцена и нижний миоцен субарктической части Северотихоокеанского региона расчленены сейчас на зоны (продолжительностью



**Рис. 2.** Схема стратиграфической корреляции разрезов Северотихоокеанского региона со сводной зональной шкалой олигоцена-нижнего миоцена Северной Пацифики по диатомеям. Зоны от *Rocella vigilans* до *Denticulopsis praelaui* по Gladenkov, Barton, 1995; зона *Rhizosolenia oligosacenta* предложена в данной статье.

1 – свита мыса Тонс; 2 – ильхатунваямская свита и свита песчаников с *Latemula*; 3 – пестроцветная свита (а – нижняя часть, б – верхняя часть); 4 – гаххинская свита; 5 – вивентекская свита; 6 – озерновская свита; 7 – шагаевская свита; 8 – породы, драгированные в бухте Ольги и заливе Кроноцкий; 9 – каменная свита; 10, 11 – породы, драгированные в Наваринском бассейне (Берингово море); 12 – пиленгская свита (Пограничный прогиб); 13 – нижняя часть борской свиты; 14 – мутновская и пиленгская свиты (Лунская впадина); 15 – скважина DSDP 438; 16 – верхняя часть формации Поронай; 17 – формация Мораван; 18 – верхняя часть формации Санкебетсу; 19 – формация Яманочуи; 20 – группа Морозаки; 21 – группа Икучизе; 22 – формация Ширасака; 23 – формация Каменоо; 24 – формация Таира; 25 – группа Ширадо; 26 – группа Такаку; 27 – формация Набуто; 28 – формация Эми.

от 0.6 до 4.2 млн. лет). Однако зонацию нижней части олигоцена создать до последнего времени не удавалось.

*Проблема расчленения нижнего олигоцена.* В последние годы достигнут значительный прогресс в детальном расчленении толщ нижнего олигоцена с помощью ископаемых диатомей, прежде всего, в высоких широтах Южного океана. Изучение материалов, полученных при глубоководном бурении в рейсах 119 и 120 ODP на подводном плато Кергелен и в Заливе Придз у побережья Восточной Антарктиды (Baldauf, Barton, 1991; Harwood, Maruyama, 1992), а также при бурении на шельфе моря Росса по проектам MSSTS-1 и CIROS-1 (Harwood, 1986, 1989; Harwood et al., 1989) позволило значительно модифицировать предложенные ранее зональные шкалы по диатомеям для южных высоких широт (Gombos, Ciesielski, 1983; Fenner, 1984, 1985) и уточнить возрастные датировки границ зональных и внутризональных подразделений. Проведенные привязки биотических событий в разрезах к палеомагнитной шкале впервые дали возможность точно оценить радиологические датировки уровней появления (FO) и исчезновения (LO) важных в стратиграфическом отношении форм диатомей. В результате этих работ были предложены детальные зональные шкалы, в частности, для раннего олигоцена высоких широт Южного океана (Baldauf, Barton, 1991; Harwood, Maruyama, 1992).

Данные, полученные по зональной диатомовой стратиграфии олигоцена высоких широт южного полушария, имеют большое значение и для расчленения разновозрастных толщ Северотихоокеанского региона. Это объясняется тем, что в нескольких разрезах западного обрамления Северной Пацифики, как будет показано ниже, обнаружено большинство зональных и других стратиграфически важных видов нижнего олигоцена Приантарктических районов. Ряд форм, имеющих стратиграфическую значимость и общих для этих двух регионов, зафиксирован также в высоких широтах Атлантики. Однако прямая корреляция с Североатлантическими зональными шкалами затрудняется тем, что в одних случаях (район Норвежского моря) они во многом отражают региональные особенности развития флоры (Schrader, Fenner, 1976; Fenner, 1985; История микропланктона..., 1979), а в других (Лабрадорское море) – при расчленении части разреза использовалась шкала для низких широт (Baldauf, Monjanel, 1989). Кроме того, олигоценовые разрезы этих районов охарактеризованы диатомеями не полностью, имеют ряд перерывов, а биотические события практически не привязаны к палеомагнитной шкале.

Один из наиболее интересных разрезов Северотихоокеанского региона, охарактеризованный разнообразными олигоценовыми диатомеями хо-

рошей сохранности, представлен на о-ве Беринга, Командорские о-ва (рис. 1). Остатки диатомовых найдены здесь в верхней части каменной свиты, мощностью около 150 м, сложенной диатомитами и туфодиатомитами. Ранее выделенные в этой свите диатомовые ассоциации были отнесены к раннему олигоцену – самой нижней части позднего олигоцена (Gladenkov, 1990; Гладенков, 1991), чему не противоречили датировки по силикофлагеллятам (Гладенков, 1992). Однако новые данные позволяют внести коррективы в датирование Командорской флоры.

Согласно последним результатам по расчленению нижнего олигоцена высоких южных широт, для этого интервала предложены два варианта зональных шкал по диатомеям (Baldauf, Barton, 1991; Harwood, Maruyama 1992). В обоих случаях в нижнем олигоцене выделяется диатомовая зона *Rhizosolenia oligocaenica* (рис. 3). В шкале, предложенной Д. Хэрвудом и Т. Маруямой (Harwood, Maruyama, 1992), нижняя граница этой зоны проводится по FO *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader (= *Rhizosolenia gravida* Gombos et Ciesielski) на уровне 33.3 млн. лет (C13N – здесь и далее в скобках после радиологических датировок приводятся номера хронов и субхронов палеомагнитной шкалы У. Берггрена и др. (Berggren et al., 1985)), а верхняя – по FO *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova-Poretskaya) Williams (= *Synedra jouseana* Sheshukova-Poretskaya), 30.6 млн. лет (C12N). Внутри зоны выделены три подзоны: подзона “а” – интервал от нижней границы зоны до LO *Eurossia irregularis* (Greville) Sims (= *Triceratium polymorphus* Harwood et Maruyama = *Tricetatum macroporum* Hajos sensu Gombos, Ciesielski, 1983; Gladenkov, 1990; Baldauf, Barton, 1991) на уровне 32.3 млн. лет (C12R), подзона “b” – от уровня LO *Eurossia irregularis* до уровня LO *Rhizosolenia oligocaenica*, около 31.0 млн. лет (C12R-1) и подзона “с” – от уровня LO *Rhizosolenia oligocaenica* до FO *Cavitatus jouseanus* (рис. 3). Верхняя граница вышележащей зоны *Synedra jouseana* (*Cavitatus jouseanus*) определяется по FO *Rocella vigilans* Fenner, 30.2 млн. лет (C11R-2). В другом варианте шкалы (Baldauf, Barton, 1991), зона *Rhizosolenia oligocaenica* выделяется как интервал между первым появлением индекс-вида на уровне 33.7 млн. лет (C13R-2) и первым появлением *Rocella vigilans* (вида-индекса вышележащей зоны), 30.9–30.7 млн. лет (C11-C12). При этом она разбита на две подзоны (“а” и “b”), граница между которыми проводится по LO *Rhizosolenia oligocaenica*, 31.3 млн. лет (C12R). Как видно, наиболее существенные расхождения в этих шкалах касаются определения уровней первых появлений двух видов – *Cavitatus jouseanus* и *Rocella vigilans*. В первом случае возраст уровней FO *Cavitatus jouseanus* и *Rocella vigilans* датирован 30.6 млн. лет (C12n) и 30.2 млн. лет (C11R-2) соответственно. В разрезах на ледовом шельфе моря Росса уровень FO

Млн. лет	Отдел	Подотдел	Зоны по диатомеям			
			Harwood, Maruyama, 1992		Baldauf, Barron, 1991	
24	Олигоцен	Верхний	Rocella gelida		Rocella gelida	
25						
26			Lisitzinia ornata		Rocella vigilans	
27						
28			Azpeitia gombosi			
29		Rocella vigilans				
30		Cavitatus jouseanus				
31		Нижний	Rhizosolenia oligocaenica	c	Rhizosolenia oligocaenica	b
32				b		a
33				a		
34	Эоцен	Верхний	Не расчленено		Не расчленено	
35						
36						

Рис. 3. Схемы зонального расчленения олигоцена у побережья Восточной Антарктиды (плато Кергелен и залив Придз) по диатомеям.

Радиологические датировки возраста даны по шкале Cande, Kent (1992); a, b, c – подзоны.

*Cavitatus jouseanus* зафиксирован на отметке 31.0 млн. лет (Harwood, 1986; Harwood et al., 1989). Как видно, появление этих двух видов фиксируется на разных уровнях, что и дало основание для выделения зоны *Synedra (Cavitatus) jouseana* (Harwood, Maruyama, 1992; Harwood et al., 1989). Согласно датировкам второй схемы (рис. 3), уровни FO *Cavitatus jouseanus* и *Rocella vigilans* находятся в интервалах между 30.7–30.4 млн. лет (C12N) и 30.9–30.7 млн. лет (C11–C12) соответственно (Baldauf, Barron, 1991). Ввиду частичного перекрытия этих интервалов авторы выделяют выше зоны *Rhizosolenia oligocaenica* только зону *Rocella vigilans*, определяя границу между ними по FO *Rocella vigilans* на уровне 30.9–30.7 млн. лет. Оба

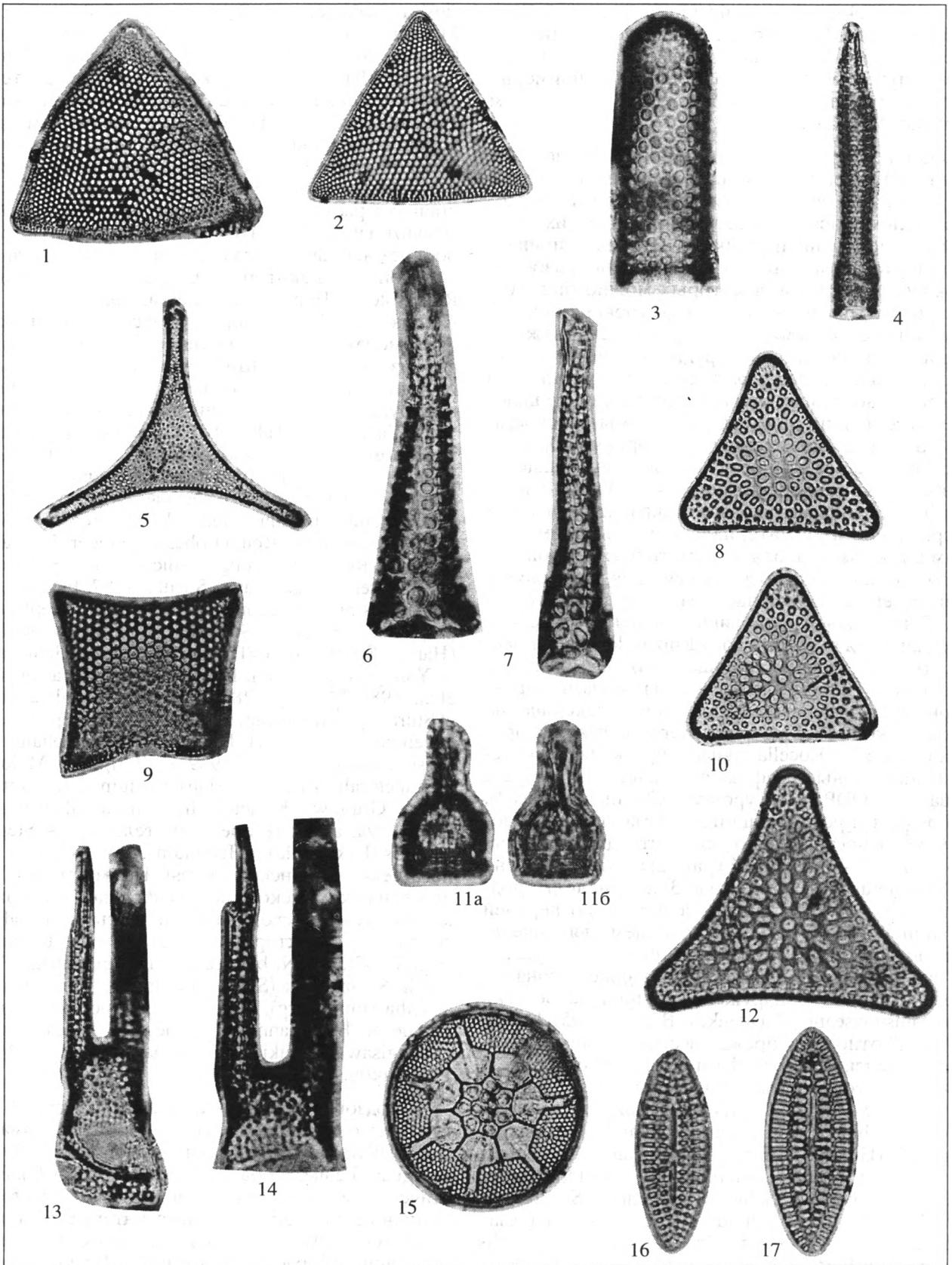
этих вида (*Cavitatus jouseanus* и *Rocella vigilans*) в составе командорских ассоциаций отсутствуют. Однако в комплексах каменной свиты наряду с многочисленными представителями родов *Pyxidicula (Stephanoruxis)*, *Hemiaulus* и *Coscinodiscus* отмечается присутствие *Rouxia obesa* Schrader, *R. granda* Schrader, *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Rh. antarctica* Fenner, *Eurossia irregularis* (Greville) Sims, *Asteromphalus oligocenicus* Schrader et Fenner, *Asterolampra schmidtii* Hajos, *Navicula udintsevii* Schrader et Fenner, *Sceptroneis pesplanus* Fenner et Schrader, *Coscinodiscus hajosiae* Fenner, *Pyxilla reticulata* Grove et Sturt, *P. gracilis* Tempere et Forti, *Hemiaulus incisus* Hajos, *Triceratium unguiculatum* Greville, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow (табл. I, II). Все эти формы имеют ограниченный диапазон стратиграфического распространения и типичны для ассоциации диатомовой зоны нижнего олигоцена *Rhizosolenia oligocaenica* высоких широт Южного океана в обеих ее интерпретациях. Большинство упомянутых видов имеют в приантарктических районах уровни FO или LO в пределах этой зоны. Поэтому предполагая примерно одинаковое время формирования высокоширотных флор Южного и Тихого океанов, можно сопоставить комплексы каменной свиты с таковыми зоны *Rhizosolenia oligocaenica* в интерпретации Хэрвуда и Маруямы (Harwood, Maruyama, 1992) или этой зоны без самых верхних ее горизонтов в понимании Бэлдофа и Бэррона (Baldauf, Barron, 1991). Вмещающие отложения при этом датируются ранним олигоценом в пределах 33.7–31.0 млн. лет. Привязка к подзонам не проводится, так как даже по материалам близко расположенных скважин Рейсов ODP 119 и 120 имеются некоторые расхождения в радиологических датировках LO *Eurossia irregularis* (32.3 и 33.4–33.3 млн. лет) и LO *Rhizosolenia oligocaenica* (31.0–30.9 и 31.4–31.3 млн. лет). Необходимо также отметить, что по материалам, полученным при глубоководном бурении в Лабрадорском море (скважины ODP 647A и DSDP 112), некоторые уровни FO и LO стратиграфически важных олигоценных видов несколько отличаются от таковых в высоких южных широтах (Baldauf, Monjanel, 1989). Например, LO *Rhizosolenia oligocaenica* и *Eurossia irregularis* (= *Ttinacria* sp. 1 sensu Baldauf, Monjanel, 1989, p. 344, pl. 1, fig. 10) здесь совпадают и фиксируются на более позднем уровне (около 30 млн. лет). FO *Cavitatus jouseanus*, совпадающий в Лабрадорском море с LO *Asterolampra schmidtii*, напротив, находится на более древнем уровне – примерно 32.0 млн. лет. В Южном океане время LO *Asterolampra schmidtii* оценивается примерно в 30.6 млн. лет (Baldauf, Barron, 1991). Уровень FO *Rhizosolenia oligocaenica*, совпадающий в Северной Атлантике с FO *Asterolampra schmidtii* и FO *Asteromphalus oligocenicus*, почти сходен с таковым в высоких южных широтах – около 33.3–33.6 млн. лет; при этом уровень FO

*Asterolampra schmidtii* в Южном океане определен как 33.3–33.4 млн. лет (Baldauf, Barron, 1991). Первое появление *Rouxia obesa* фиксируется в нижней части зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (C13N) в южном полушарии (Baldauf, Barron, 1991) и примерно тогда же (около 33.7 млн. лет назад) – в северном (Baldauf, Monjanel, 1989).

Одной из причин, затрудняющих расчленение нижнеолигоценых толщ Северотихоокеанского региона по диатомеям является отсутствие достоверных привязок биостратиграфических уровней к палеомагнитной шкале. Вторая причина – это отсутствие данных по непрерывным разрезам нижнего олигоцена, в которых можно было бы проследить последовательность уровней появления и исчезновения стратиграфически важных видов. Дополнительные трудности вносят также последствия процесса растворения, в результате которого во многих случаях в составе олигоценых ассоциаций отсутствуют формы с недостаточно сильно окремненными створками. Однако, несмотря на все это, результаты, полученные по разрезам Командорских островов и Японии, в сочетании с данными по разрезу скважины ODP 884 и сравнение их с материалами по высоким южным широтам позволяют наметить схему зонального расчленения по диатомеям для всего олигоцена северо-западной части Тихоокеанской области. Для нижней половины раннего олигоцена предлагается выделять зону *Rhizosolenia oligocaenica* (рис. 1), нижняя граница которой может, по аналогии с Приантарктическими районами, характеризоваться первым появлением индекс-вида на уровне около 33.7 млн. лет. Верхняя граница проводится по FO *Rocella vigilans* (индекс-виду вышележащей зоны), зафиксированному в разрезе скважины ODP 884 на уровне 30.2 млн. лет (рис. 2). В пределах предложенной зоны с достаточной долей условности можно выделить две подзоны: подзону “а” – от нижней границы зоны до уровня FO *Cavitatus jouseanus* (около 31.0 млн. лет) и подзону “б” – от FO *Cavitatus jouseanus* до верхней границы зоны (рис. 2). Основанием для выделения подзон может служить тот факт, что в разрезе скважины ODP 884 (керн 74X) ниже уровня FO *Rocella vigilans* обнаружены единичные остатки *Cavitatus jouseanus* (Gládenkov, Barron, 1995). К подзоне “а” относится прежде всего комплекс диатомей каменной свиты (Командорские острова), в составе которого отмечены *Rouxia obesa* Schrader, *R. granda* Schrader, *Rouxia* spp., *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Rh. antarctica* Fenner, *Eurossia irregularis* (Greville) Sims, *Asteromphalus oligocenicus* Schrader et Fenner, *Asterolampra schmidtii* Hajos, *Navicula udintsevii* Schrader et Fenner, *Sceptroneis pesplanus* Fenner et Schrader, *Coscinodiscus hajosiae* Fenner, *Pyxilla reticulata* Grove et Sturt, *P. gracilis* Tempere et Forti, *Hemiaulus incisus* Hajos, *H. rectus* var. *twista* Fenner, *Triceratium unguiculatum* Greville,

*Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow, *Thalassiosira mediaconvexa* Schrader, *Th. bukryi* Barron, *Melosira architecturalis* Brun, *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova (=Trochosira trochlea Hanna), *Kisseleviella carina* Sheshukova-Poretskaya и отсутствует *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova-Poretskaya) Williams (табл. I, II). Необходимо еще раз отметить хорошую сохранность раннеолигоценовой командорской диатомовой флоры, свидетельствующей о сравнительно небольшом влиянии на ее состав процесса растворения при диагенезе. На это указывают и находки диатомей, имеющих тонкие слабоокремненные створки, например *Каппоа japonica* Komura, некоторых представителей родов *Rhizosolenia*, *Hemiaulus*, *Synedra*, *Chaetoceros* и др. К подзоне “а” может быть отнесена, очевидно, и диатомовая ассоциация раннеолигоценого возраста из формации Ширасака восточной части о. Хонсю (рис. 4, 2) – одна из наиболее древних, обнаруженных в Японии (Yanagisawa, Suzuki, 1987; Yanagisawa et al., 1989). Степень сохранности, таксономического разнообразия и численности этой флоры значительно ниже по сравнению с командорской. Однако в ее составе также отсутствует *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova-Poretskaya) Williams и отмечены *Rouxia obesa* Schrader, *R. granda* Schrader, *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader (= *Rhizosolenia* sp. sensu Yanagisawa, Suzuki, 1987, Pl. 2, fig. 6), *Thalassiosira mediaconvexa* Schrader, *Sceptroneis pesplanus* Fenner et Schrader, *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova (=Trochosira trochlea Hanna sensu Yanagisawa, Suzuki, 1987, Pl. 2, fig. 4; Yanagisawa et al., 1989, Pl. 7, figs. 28–31), *Pyxilla reticulata* Grove et Sturt, *P. gracilis* Tempere et Forti, *Asteromphalus oligocenicus* Schrader et Fenner (= *Asteromphalus* sp. sensu Yanagisawa et al., 1989, Pl. 7, fig. 10), *Melosira architecturalis* Brun, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow, *Kisseleviella carina* Sheshukova-Poretskaya, а также представители родов *Stephanopyxis* (*Pyxidicula*) и *Hemiaulus*, характерные для комплекса каменной свиты. Кроме того, в отложениях каменной свиты и формации Ширасака обнаружены сходные комплексы силикофлагеллят, с характерными *Naviculopsis trispinosa* (Schulz) Glezer, *N. biapiculata* (Lemmermann) Frenguelli, *N. constricta* (Schulz) Frenguelli, *Corbisema triacantha* (Ehrenberg), *Dictyocha deflandrei* Frenguelli ex Glezer, *Bachmannocena apiculata* (Schulz) Bukry (Yanagisawa, Suzuki, 1987; Yanagisawa et al., 1989; Гладенков, 1992).

К подзоне “б” предлагаемой схемы (рис. 2) могут быть отнесены отложения, вскрытые скважиной ODP 884 и находящиеся ниже уровня FO *Rocella vigilans* Fenner (образцы 74X-CC – 71X-CC). В составе комплекса этой подзоны отсутствуют типичные для более древнего интервала раннего олигоцена, охватывающего каменскую свиту и формацию Ширасака (подзона “а”) *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Eurossia irregularis* (Greville) Sims,



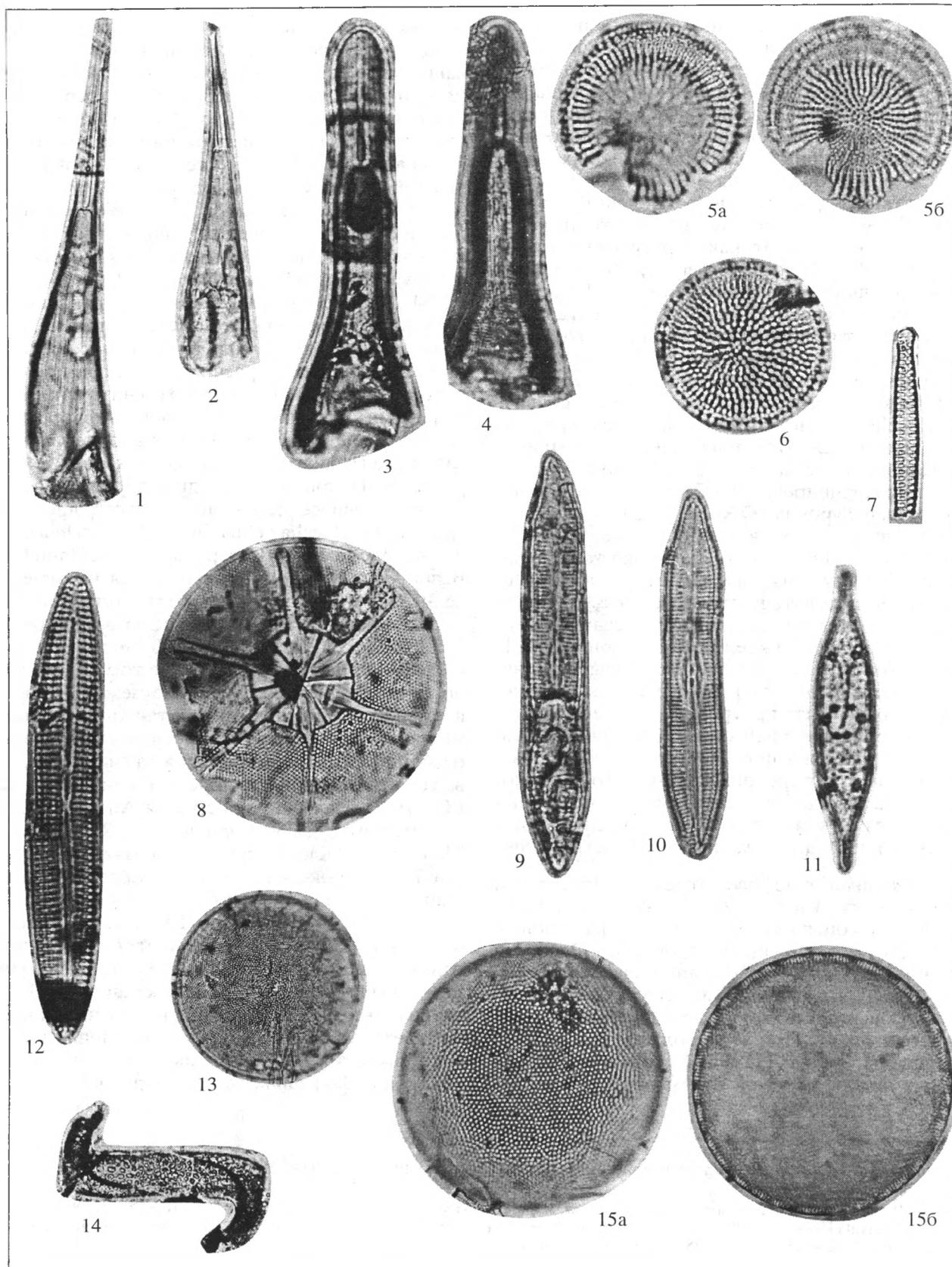
*Asteromphalus oligocenicus* Schrader et Fenner, *Asterolampra schmidtii* Hajos, *Navicula udintsevii* Schrader, *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova, но присутствует *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova-Poretskaya) Williams. Однако следует повторить, что смена комплексов предложенной зоны *Rhizosolenia oligocaenica* ассоциацией зоны *Rocella vigilans* в едином разрезе не прослеживается, а в отложениях из разреза скважины ODP 884, отнесенных к подзоне "b" зоны *Rhizosolenia oligocaenica*, найдены редкие створки диатомей посредственной сохранности. Кроме того, разные исследователи неоднозначно расценивают как стратиграфическую значимость FO *Cavitatus jouseanus*, так и степень его изохронности в разных районах. Например, Дж. Феннер (Fenner, 1984, 1985) подвергает сомнению стратиграфическую ценность этого события ввиду его спорадичности. Одновременно она отмечает, что по времени первое появление *Cavitatus jouseanus* предшествует первому появлению *Rocella vigilans*, которое является изохронным в низких широтах и высоких южных широтах. Напротив, по данным Дж. Бэррона (Baron, 1985) в низких широтах FO *Cavitatus jouseanus* находится выше уровня FO *Rocella vigilans*, который является диахронным в низких и в высоких южных широтах. В Северной Пацифике точные датировки FO *Cavitatus jouseanus* отсутствуют. Некоторые исследователи предполагают, что появление этого вида (в частности, в разрезах Японии) находится вблизи нижней границы зоны *Rocella vigilans* (Akiba et al., 1993; Akiba, Yanagisawa, не опубликованные данные), не исключая, однако, что оно может быть приурочено к более древним горизонтам раннего олигоцена. Очевидно, что во многих случаях фиксация FO *Cavitatus jouseanus* в разрезах высоких-средних широт Тихоокеанского региона находится в зависимости от степени сохранности створок диатомей в породах, обусловленной последствиями процесса растворения.

Необходимо еще раз отметить, что схема предлагаемого расчленения нижней половины раннего олигоцена является предварительной и нуждается в дальнейшей проверке. Основная цель последующих исследований видится в поиске и изучении полных, палеонтологически охарактеризованных (в том числе и диатомеями) разрезов олигоцена. При этом должны быть точно датированы уровни FO и LO стратиграфически важных видов диатомей путем определения ра-

диоэологического возраста, привязки к палеомагнитной шкале и корреляции с границами зональных подразделений по другим группам микрофоссилий. Одновременно необходимо выяснить, в какой мере совпадает последовательность и время реперных биоэстратиграфических событий в развитии диатомовых флор высоких широт Северной Пацифики, Северной Атлантики и Южного океана. Это касается, прежде всего, определения степени изохронности уровней FO и LO *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Eurossia irregularis* (Greville) Sims, *Asteromphalus oligocenicus* Schrader et Fenner, *Asterolampra schmidtii* Hajos, *Rouxia obesa* Schrader, *R. granda* Schrader, *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova-Poretskaya) Williams. Практика последних лет показала, что такие уровни могут не вполне совпадать не только в разных регионах, но даже в разрезах, расположенных в пределах одной области. Это можно объяснить как региональными особенностями развития флор, так и разными обстановками осадконакопления и последующего диагенеза, находящих отражение в разрезах. Например, последние данные указывают на несовпадение важных стратиграфических уровней FO *Rocella gelida*, FO и LO *Lisitzinia ornata* в Южном океане и в Северо-Западной Пацифике. В первом случае они фиксируются на отметках 26.3; 27.9 и 24.3 млн. лет соответственно (Harwood, Maruyama, 1992), а во втором – на уровнях 28.2; после 28.2 и примерно 20.3 млн. лет назад (Gladenkov, Baron, 1995). Кроме того, часто трудно точно оценить соотношение между реальным временем вымирания многих таксонов и уровнями их LO в разрезах. Это обусловлено не только особенностями формирования разных флор, но и воздействием процесса переотложения. Так, если LO *Puxilla reticulata* у побережья Антарктиды относится к отметке 30.3 млн. лет (C11R-2) (Harwood, Maruyama, 1992), то в других разрезах высоких широт Южного океана, а также в Северо-Западной Пацифике остатки этой формы прослеживаются вплоть до раннего миоцена (Fenner, 1985; Gladenkov, Baron, 1995). Это заставляет исследователей отдавать предпочтение в первую очередь уровням FO ввиду их большей объективности. Поэтому использовать датированные уровни в каждом конкретном случае надо с определенной долей осторожности и с возможным учетом дополнительной информации, полезной для контроля.

**Таблица I.** Характерные представители комплекса диатомей каменной свиты о. Беринга (Командорские острова) (к табл. I, II).

1, 2 – *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow, ×500; 3, 4 – *Puxilla reticulata* Grove et Sturt. 3 – ×1000, 4 – ×500; 5 – *Tri-nascia excavata* Heiberg, ×500; 6, 7 – *Puxilla gracilis* Tempere et Forti, 6 – ×1000, 7 – ×1250; 8, 10, 12 – *Eurossia irregularis* (Greville) Sims, 8, 10 – ×1000, 12 – ×1250; 9 – *Triceratium unguiculatum* Greville, ×500; 11 – *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova, ×1250, а, б – разные фокусы; 13, 14 – *Hemiaulus incisus* Hajos, 13 – ×1000, 14 – ×1250; 15 – *Asterolampra schmidtii* Hajos, ×500; 16, 17 – *Rouxia obesa* Schrader, ×1250.



Северо-западное обрамление Пацифики

Предложенное выше зональное расчленение позволяет перейти к корреляции олигоцена и нижнего миоцена в масштабе всей Северной Пацифики и ее обрамления. Правда, сопоставление большинства разрезов с зональной шкалой затрудняется из-за фрагментарности их палеонтологической характеристики, что часто делает невозможным проследивание последовательности смены в разрезах стратиграфически важных видов. К тому же в отдельных разрезах даже одно-возрастная третичная диатомовая флора часто имеет разный "облик" (таксономический состав) в зависимости от условий ее формирования (открытый океан, неритическая и прибрежная зоны; неодинаковый режим температуры и солености). Поэтому, в ряде случаев, диатомовые ассоциации не содержат в своем составе зональных видов и других важных в стратиграфическом отношении форм. Кроме того, диатомовые комплексы, относимые к нижней половине олигоцена, найдены, как правило, в отдельных редких образцах. Поэтому датировки самых древних комплексов олигоцена проводятся также на основе их дополнительного сравнения с одновозрастными ассоциациями других районов (Норвежского моря, Южной Пацифики и др.). Однако корреляция олигоценых и нижнемиоценовых отложений от Камчатки и Берингова моря на севере до Японии на юге приобретает реальные черты. Ниже приведен сравнительный анализ диатомовых ассоциаций, известных в разных районах Северной Пацифики. Схема расположения разрезов, в которых найдены рассматриваемые комплексы диатомей приведена на рис. 1; дополнительно на рис. 4 дана подробная схема расположения разрезов Японии. Корреляция анализируемых ассоциаций с северотихоокеанской шкалой по диатомеям представлена на рис. 2.

**Камчатка.** В 80-х годах в пределах Камчатки уже были выявлены олигоценые диатомовые комплексы. Это относится к ее западной и северо-восточной частям. Однако известны они из отдельных редких образцов, в которых найдена флора не очень хорошей сохранности и с малым количеством стратиграфически важных форм. Поэтому границы биостратиграфических подразделений были проведены довольно условно. Наиболее представительные палеогеновые диатомовые комплексы обнаружены в разрезе о-ва Карагинский, Северо-Восточная Камчатка (Орешкина, 1982; Гладенков, 1991; Волобуева и др., 1992).

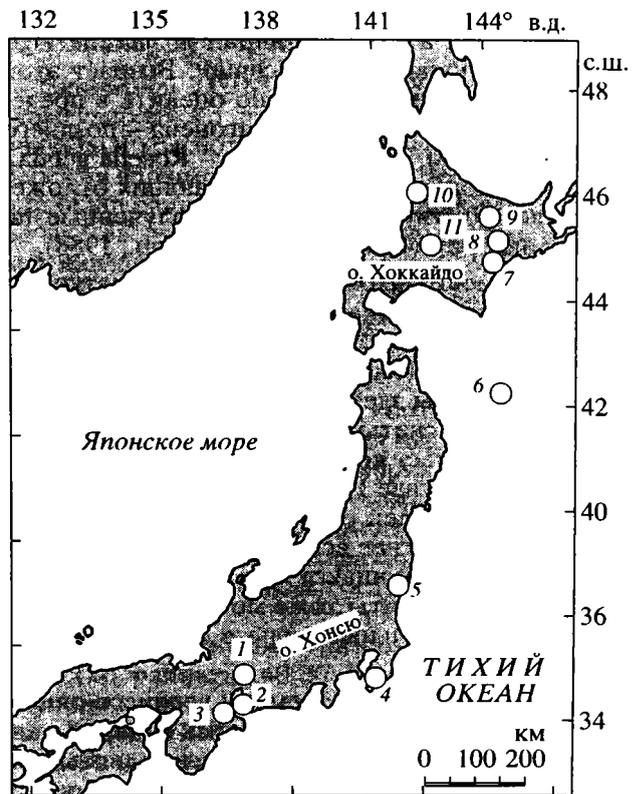


Рис. 4. Схема расположения разрезов Японии, охарактеризованных комплексами диатомей олигоцена и раннего миоцена (по Akiba, 1980, 1986; Akiba et al., 1982, 1993; Yanagisawa, 1993; Yanagisawa, Suzuki, 1987; Yanagisawa et al., 1989; Akiba, Yanagisawa; Akiba, неопубликованные данные, персональные сообщения).

1 – формация Яманочу; 2 – группа Морозаки; 3 – группа Икучизе; 4 – группа Хота, формации Набуто и Эми; 5 – формации Каменоо и Таира, группы Ширадо и Такаку; 6 – скважины DSDP 438 и 439; 7 – формация Токомуро; 8 – формация Мораван; 9 – формации Татсукобу и Тсубетсу; 10 – верхняя часть формации Санкебетсу; 11 – верхняя часть формации Поронай.

Первая, более древняя, ассоциация приурочена к верхней части свиты мыса Тонс. Исходя из анализа видового состава комплекса, включающего характерные *Ruxilla reticulata* Grove et Sturt, его возраст может быть оценен в пределах верхней части позднего эоцена – нижней части раннего олигоцена. Найденные в этой части разреза фораминиферы указывают на позднеэоценовый возраст (Крашенинников и др., 1988). Вторая ассоциация, обнаруженная в ильхатунвямской свите, и перекрывающей ее свите песчаников с *Laternula*, содержит

Таблица II.

1, 2 – *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, ×1000; 3, 4 – *Rhizosolenia antarctica* Fenner, ×1250; 5, 6 – *Thalassiosira mediaconvexa* Schrader, ×1250, а, б – разные фокусы; 7 – *Sceptroneis pesplanus* Fenner, ×500; 8 – *Asteromphalus oligocenicus* Schrader et Fenner, ×1000; 9, 10 – *Navicula udintsevii* Schrader, ×1250; 11 – *Kisseleviella carina* Sheshukova-Poretskaya, ×1250; 12 – *Rouxia granda* Schrader, ×1250; 13 – *Coscinodiscus hajosiae* Fenner, ×500; 14 – *Hemiaulus rectus* var. *twista* Fenner, ×500; 15 – *Thalassiosira bukryi* Barron, ×500, а, б – разные фокусы.

разнообразных представителей рода *Puxidicula* (*Stephanoruxis*), а также единичные *Rocella vigilans* Fenner и *Paralia fausta* Schmidt. Возраст этой обедненной ассоциации можно оценить в пределах верхней части раннего олигоцена – позднего олигоцена (зоны *Rocella vigilans* – *Rocella gelida*). Об олигоценовом возрасте вмещающих отложений свидетельствуют и данные, полученные по фораминиферам (Крашенинников и др., 1988).

Другим местонахождением на Камчатке, из которого известны диатомеи олигоцена, является Точилинский разрез Западной Камчатки (Атлас фауны..., 1984). Немногочисленные остатки диатомовых найдены здесь в одном слое верхней части гакхинской свиты и в одном слое вивентекской свиты. Возраст комплекса гакхинской свиты, имеющего в составе *Puxilla* aff. *reticulata* Grove et Sturt, представителей рода *Pseudotriceratium*, олигоценовый, вероятнее всего раннеолигоценовый. Несколько отличающаяся по составу ассоциация из вивентекской свиты тоже может датироваться олигоценом. Зональные виды в обоих комплексах отсутствуют.

Новые данные по диатомеям верхнего олигоцена и нижнего миоцена появились недавно у автора после их изучения из озерновской свиты мыса Тупой, Восточной Камчатки (рис. 1). Предварительные определения позволили выделить в разрезе два разновозрастных диатомовых комплекса. Первый, более древний, отличается, прежде всего, присутствием *Rocella gelida* (Mann) Bukry, зонального вида позднего олигоцена, а также единичными находками *Lisitzinia ornata* Jouse, *Rocella gelida* var. *schraderi* (Bukry) Barron, *Coscinodiscus rhombicus* Castracane, *Cavitatus rectus* Akiba et Hiramatsu, *Kisseleviella ezoensis* Akiba. На отдельных уровнях (только в одном случае совместно с *Rocella gelida* (Mann) Bukry) отмечены единичные находки *Actinocyclus ingens* Rattray – формы, появление которой по последним данным (Gladenkov, Barron, 1995) фиксируется в Северной Пацифике в самой нижней части раннего миоцена. Эта ассоциация с долей условности может быть скоррелирована с комплексами верхней части зоны *Rocella gelida* и зоны *Thalassiosira praeфрага*. При этом вмещающие отложения могут быть датированы в пределах верхней части позднего олигоцена–нижней части раннего миоцена. Второй диатомовый комплекс, в составе которого отмечены единичные *Thalassiosira fraga* Schrader, *Actinocyclus ingens* Rattray, *Raphidodiscus marylandicus* Christian, *Rhizosolenia hotaense* Akiba, *Rh. norwegica* Schrader, *Kisseleviella ezoensis* Akiba, силикофлагеллята *Naviculopsis lata* var. *obliqua* Bukry и отсутствуют представители рода *Rocella*, коррелируется с ассоциацией нижнемиоценовой северотихоокеанской зоны *Thalassiosira fraga* (рис. 2). Вмещающие отложения датируются в пределах первой половины раннего миоцена. Таким обра-

зом, разрез озерновской свиты – первый из известных на сегодняшний день разрезов Камчатки, в котором представлена микропалеонтологически охарактеризованная последовательность толщ от верхов позднего олигоцена до нижней части раннего миоцена. Выделенные в этих отложениях диатомовые комплексы удается в целом сопоставить с ассоциациями зональной шкалы, разработанной для Северной Пацифики по материалам рейса 145 ODP. Это представляется достаточно важным для стратиграфии кайнозоя Камчатки, так как дает возможность обоснованно привязать к выделенным по диатомеям стратиграфическим подразделениям комплексы других, в первую очередь, бентосных ископаемых организмов.

Материалы, имеющиеся в литературе по диатомеям другого района Восточной Камчатки – п-ву Озерной (Литвинов и др., 1990), также позволяют наметить корреляцию выделенных там ассоциаций с зональными комплексами Северной Пацифики. Обнаруженный в шагаевской свите диатомовый комплекс, в котором отмечены *Rocella vigilans* Fenner и *Lisitzinia ornata* Jouse, может быть сопоставлен с комплексом зоны *Rocella gelida* верхнего олигоцена. Этот же уровень прослеживается и в донных отложениях у юго-восточного побережья Камчатки. В породах, драгированных в подводных каньонах бухты Ольги и залива Кроноцкого, обнаружен, в частности, комплекс диатомей, характерными элементами которого являются *Rocella vigilans* Fenner, *Lisitzinia ornata* Jouse, *L. ornata* f. *pentagona* Harwood, *Sceptroneis tenue* Schrader et Fenner (Глезер и др., 1986; Пушкирь, 1987). Данная ассоциация также может быть сопоставлена с комплексом упомянутой северотихоокеанской диатомовой зоны позднеолигоценового возраста.

Диатомеи конца раннего миоцена, комплекс которых скоррелирован с ассоциацией зоны *Crucidenticula kanayae*, найдены только в разрезе верхней части пестроцветной свиты о-ва Карагинский, Северо-Восточная Камчатка (Гладенков и др., 1992). Ниже этого уровня в разрезе свиты обнаружен более древний комплекс, в составе которого отмечены *Actinocyclus ingens* Rattray и *Kisseleviella ezoensis* Akiba (Волобуева и др., 1992). Вероятно, он может быть сопоставлен с ассоциациями нижнемиоценовых зон *Thalassiosira praeфрага* и *Thalassiosira fraga*.

*Берингово море.* Данные по диатомеям олигоцена Берингова моря были получены по материалам драгирования в Наваринском бассейне (Baldauf, Barron, 1987). В составе обеих из двух выделенных диатомовых ассоциаций, в частности, отмечены находки *Odontella sawamurae* Akiba (= *Odontella* sp. 1 sensu Baldauf, Barron, 1987, Pl. 3, fig. 13, = *Odontella aurita* sensu Baldauf, Barron, 1987, Pl. 3, figs. 7, 11) и *Kisseleviella ezoensis* Akiba (= *Cy-*

*matosira compacta sensu Baldauf, Barton, 1987, Pl. 10, fig. 3). Отличие комплексов состоит в том, что в одном из них найдены *Rocella gelida* (Mann) Bukry и *Thalassiosira mediaconvexa* Schrader. Данные ассоциации с достаточной долей условности могут быть скоррелированы с комплексами зон *Rocella gelida* и *Thalassiosira praeфрага* верхнего олигоцена-нижнего миоцена северотихоокеанской шкалы.*

**Сахалин.** Находки раннекайнозойских диатомей известны только из мутновской, пиленгской и борской свит в пределах Пограничного прогиба и Лунской впадины Восточного Сахалина (Савицкий и др., 1979; Болдырева, 1991; Тузов и др., 1991).

Согласно данным В.П. Болдыревой (неопубликованные данные) по диатомеям кайнозоя Пограничного прогиба с учетом ранее полученных результатов (Савицкий и др., 1979), олигоценовая ассоциация обнаружена в верхней части пиленгской свиты. В ее составе отмечены, в частности, *Rocella vigilans* Fenner, *R. praenitida* (Fenner) Fenner, *Lisitzinia ornata* Jouse, *L. ornata f. pentagona* Harwood, *Thalassiosira mediaconvexa* Schrader. Совместное распространение этих форм характерно для комплекса верхнеолигоценовой зоны *Rocella gelida*, с которым и может быть сопоставлена упомянутая ассоциация. Подстилающие отложения пиленгской свиты, в которых зональные виды не найдены, по-видимому, относятся к более древним горизонтам олигоцена, расчленил которые пока не удалось. Недавно у автора появились новые данные по диатомеям из отложений нижней части борской свиты, перекрывающей пиленгскую свиту. На этом уровне впервые обнаружена ассоциация, в составе которой отмечены *Odontella sawamurae* Akiba, *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova-Poretskaya) Williams, *C. rectus* Akiba et Hiramatsu, *C. miocenicus* (Schrader) Akiba et Yanagisawa, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, *Kisseleviella carina* Sheshukova-Poretskaya, единичные *Rhizosolenia miocecnica* Schrader, *Actinocyclus ingens* Rattray, *Thalassiosira praeфрага* Gladenkov et Barton, *Th. mediaconvexa* Schrader, *Lisitzinia ornata* Jouse. Эта ассоциация коррелируется с комплексом нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira praeфрага*, а вмещающие отложения датируются в пределах первой половины раннего миоцена.

Диатомовая ассоциация, обнаруженная в отложениях мутновской и пиленгской свит в пределах Лунской впадины (Тузов и др., 1991; Болдырева, 1991), так же как и породы нижней части пиленгской свиты в Пограничном прогибе, не содержит в составе зональных видов и отличается неритическим "обликом" флоры и не очень хорошей ее сохранностью. Это затрудняет точную возрастную привязку комплекса. Однако его определенное сходство с ассоциациями Японии (формация Мораван) и, отчасти, Командорских островов ука-

зывает на олигоценовый (вероятнее всего, раннеолигоценовый) возраст.

**Скважины DSDP 439 и 438.** Эти скважины Международного проекта глубоководного бурения (DSDP) расположены у северо-восточного побережья японского о-ва Хонсю. До рейса 145 ODP они были единственными в средних-высоких широтах Северной Пацифики, вскрывшими отложения нижнего миоцена, охарактеризованные морскими диатомеями (Barton, 1980; Akiba et al., 1982; Akiba, 1986; Yanagisawa, 1993). В разрезе кернов 20–5 скважины 439 (координаты: 40°37.61' с.ш., 143°18.63' в.д.; глубина моря – 1656 м), обнаружены диатомовые комплексы, соответствующие ассоциациям зон от *Thalassiosira fraga* (верхняя часть раннего миоцена) до *Denticulopsis lauta* (низы среднего миоцена). При этом отложения, соответствующие зоне *Crucidenticula sawamurae* и основной части зоны *Crucidenticula kanauae*, отсутствуют, что объясняется перерывом в осадконакоплении (Akiba, 1986). Наиболее древний диатомовый комплекс, обнаруженный в разрезе скважин 438А и 438В (координаты: 40°37.79' с.ш., 143°14.15' в.д.; глубина моря – 1558 м), коррелируется с ассоциацией зоны *Crucidenticula kanauae* верхней части раннего миоцена.

**Япония.** Недавно автором был проведен отбор образцов из самой верхней части формации Пороной (рис. 4) о-ва Хоккайдо – подразделения "i" согласно Teshima (1962). В нескольких образцах карбонатных конкреций впервые для этих горизонтов были обнаружены редкие створки диатомей не очень хорошей сохранности. Предварительные определения показали, в частности, наличие редких *Puxilla* spp., *Nemiaulus cf. bipons* (Ehr.) Grun., *N. aff. hostilis* Heiberg, Genus and sp. indet. Gombos, 1976, Genus and sp. indet 1 Fenner, 1977. Однозначно оценить возраст этой обедненной ассоциации трудно, исходя из ее состава, она, скорее всего, может быть датирована в пределах позднего эоцена–начала раннего олигоцена. На основе изучения остатков наннопланктона данная часть формации Пороной отнесена к верхней части позднего эоцена – подзоне CP15b (Okada, Kaiho, 1992), а по планктонным фораминиферам она датируется в пределах верхней части позднего эоцена–начала раннего олигоцена (Kaiho, 1983).

В восточной части о-ва Хоккайдо, в отложениях формации Мораван в единичных образцах конкреций также обнаружены олигоценовые диатомеи (Saito et al., 1988). В составе комплекса отмечены *Rouxia* spp., *Thalassiosira cf. burkyi* Barton, *Rhizosolenia antarctica* Fenner, *Pseudotriceratium radiosreticulatum* Grunow, разнообразные представители рода *Stephanoruxis* (*Puxidicula*). Вывод о возрастной приуроченности к низам позднего олигоцена был сделан авторами, главным образом, на основании того, что флора не содержит предста-

вителей рода *Ruxilla*, которые, как считают некоторые исследователи, вымирают к рубежу границы раннего и позднего олигоцена. Дж. Бэррон, изучавший диатомей формации Мораван, подчеркивает, однако, что данный комплекс по составу не похож на позднеолигоценовую ассоциацию, описанную им и Дж. Бэлдэфом из Берингова моря (Baldauf, Barton, 1987). Обедненный комплекс формации Мораван имеет некоторое сходство с ассоциацией каменной свиты Командорских островов, отнесенной к подзоне "а" зоны *Rhizosolenia oligocaenica*, но при этом в его составе отсутствуют такие формы как *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Eurossia irregularis* (Greville) Sims, *Asteromphalus oligocenicus* Schrader et Fenner, *Asterolampra schmidtii* Hajos, *Navicula udintsevii* Schrader, *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova. Этот факт наряду с отсутствием *Rocella vigilans* Fenner свидетельствует о возможности сопоставления данного комплекса с ассоциацией предложенной нами подзоны "b" зоны *Rhizosolenia oligocaenica* раннего олигоцена (рис. 2). Косвенным подтверждением такого вывода служит и наличие в его составе *Rhizosolenia antarctica* Fenner, появление которого в высоких южных широтах приурочено к нижней части зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (Baldauf, Barton, 1991; Harwood, Maruyama, 1992), а исчезновение – к нижней части зоны *Rocella vigilans* (Fenner, 1984). При этом правда, в составе ассоциации формации Мораван отсутствует *Cavatus jouseanus* (Sheshukova-Poretskaya) Williams, что может объясняться последствием процесса избранный растворения или палеоэкологическими особенностями развития флоры.

Наиболее полный разрез от верхней части нижнего олигоцена до нижнего миоцена включительно предствлен на Японских островах формацией Токива на востоке о. Хоккайдо (Akiba et al., 1993). В нем можно проследить непрерывную последовательность от нижнеолигоценовой зоны *Rocella vigilans* до зоны *Thalassiosira fraga* средней части нижнего миоцена включительно. При этом в диатомовых комплексах здесь представлены все зональные виды упомянутых зон за исключением *Thalassiosira praeefraga* Gladenkov et Barton.

По данным японских исследователей (Akiba, Yanagisawa; Akiba, неопубликованные данные; Morita et al., in press) олигоценовые и раннемиоценовые диатомей обнаружены также в формациях Токомуро, Тотсубетсу и Тсубетсу (восточная часть о. Хоккайдо). В формации Токомуро прослеживаются диатомовые ассоциации от зоны *Rocella gelida* до нижней части зоны *Thalassiosira fraga*, то есть от верхнего олигоцена до средней части раннего миоцена. В разрезе формации Татсубетсу и перекрывающей ее формации Тсубетсу встречены комплексы, также сопоставляющиеся с ассоциациями от верхнеолигоценовой зоны *Rocella gelida* до нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira*

*fraga* включительно (представлены все зональные виды). С ассоциацией зоны *Thalassiosira praeefraga* (первая половина нижнего миоцена), вероятно, может быть сопоставлен комплекс диатомей, обнаруженный упомянутыми исследователями в верхней части формации Санкебетсу (северо-восточная часть о. Хоккайдо); вид-индекс при этом, однако, отсутствует.

Диатомовые комплексы средней-верхней части раннего миоцена известны в Японии из нескольких местонахождений на востоке и юге о-ва Хонсю (Akiba, 1980, 1986; Yanagisawa, 1993; Akiba, Yanagisawa; Akiba, неопубликованные данные, персональные сообщения). Отложения, объединенные в группу Хота на п-ве Босо в восточной части о. Хонсю, характеризуются ассоциациями от нижней части зоны *Thalassiosira fraga* до средней части зоны *Crucidenticula kanayae*. К зоне *Crucidenticula sawamurae* относятся диатомей из формаций Яmanoучи, Каменоо и Таира, группы Икучизе и нижней части группы Морозаки. Комплексы, относящиеся к зоне *Crucidenticula kanayae* (верхняя часть нижнего миоцена), характерны для верхней части группы Морозаки, группы Ширадо, большей части группы Такаку и нижней половины формации Эми (ассоциации более верхних горизонтов последних двух подразделений коррелируются с комплексом зоны *Denticulopsis praelauta*).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований показана возможность использования зональной шкалы по диатомеям (8 зон) для расчленения олигоценовых и нижнемиоценовых отложений различных районов высоких-средних широт обширной северотихоокеанской области. Впервые проведена корреляция разрезов олигоцена и нижнего миоцена Северной Пацифики и ее обрамления на зональной основе. Выделенные зоны служат основой для выявления фаз развития диатомовой флоры и процесса биогенного кремненакопления в регионе. В частности, приведенные данные указывают на значительное усиление и достаточно широкое площадное распространение биогенного кремненакопления с раннего олигоцена. Это совпадает с началом глобального похолодания на Земле, которое сопровождалось образованием криосферы и психросферы.

Автор искренне признателен Ф. Акибе (Исследовательский центр JAPEX, Япония) и Ю. Янагисаве (Геологическая служба Японии) за консультации и предоставленные данные по разрезам Японии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 96-05-66269 и 96-05-64703).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока (Точилинский опорный разрез Западной Камчатки) / Отв. ред. Меннер В.В. М.: Наука, 1984. 335 с.

Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.

Болдырева В.П. Диатомовые комплексы и стратиграфия верхнего кайнозоя Лунской впадины острова Сахалин // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики / Отв. ред. Ильев А.Я. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 23–32.

Волбуева В.И., Белая Б.В., Долматова Л.М. и др. Опорный разрез морского неогена Северо-Востока Азии на острове Карагинском. Ч. 1. Стратиграфия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 109 с.

Волбуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н. и др. Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 64 с.

Гладенков А.Ю. Стратиграфия кайнозоя Камчатского региона по диатомеям (олигоценовый и пограничный плиоцен-четвертичный уровни) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1991. 30 с.

Гладенков А.Ю. О находках силикофлагеллят в палеогене Командорских островов // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 3. С. 493–496.

Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н. и др. Планктон в палеогене п-ва Ильпинский (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85–91.

Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Басилян А.Э. и др. Детальное расчленение неогена Камчатки // М.: Наука, 1992. 208 с.

Глезер З.И., Долматова Л.М., Лупкина Е.Г. Морские палеогеновые диатомовые водоросли Восточной Камчатки // Ботанич. журн. 1986. Т. 71. № 7. С. 851–859.

История микропланктона Норвежского моря (по материалам глубоководного бурения) (гл. ред. Скарлато О.А.) // Исследования фауны морей. Вып. XXIII (XXXI). Л.: Наука, 1979. 192 с.

Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. М.: Наука, 1988. 120 с.

Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Зональная шкала палеогена по планктонным фораминиферам и ее значение для стратиграфической схемы палеогена высоких широт тихоокеанской области // Кайнозой Дальнего Востока / Ред. Красилов В.А., Климова Р.С. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 4–22.

Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Крикун Н.Ф. и др. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений п-ва Озерной (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 68–77.

Пушкарь В.С. Диатомеи палеогеновых отложений Северо-Западной Пацифики // Палинология Востока СССР / Отв. ред. Маркевич В.А. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 60–70.

Орешикина Т.В. Морские диатомеи из палеогеновых отложений о-ва Карагинского (Восточная Камчатка) // Морская микропалеонтология / Отв. ред. Жузе А.П., Крашенинников В.А. М.: Наука, 1982. С. 159–162.

Савицкий В.О., Болдырева В.П., Данченко Р.В., Митрофанова Л.И. Олигоцен-миоценовые отложения Южного Сахалина (Пограничный район) // Вестник МГУ. Сер. геол. 1979. № 1. С. 81–86.

Тузов В.П., Болдырева В.П., Гладенков А.Ю. О возрасте пилленгской и даехуринской свит Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 127–131.

Akiba F. A lower Miocene diatom flora from the Boso Peninsula, Japan, and resting spore formation of an extinct diatom, *Kisseleviella carina* Sheshukova-Poretzkaya // Bull. Tech. Lab. JAPEX. 1980. V. 23. № 2. P. 81–100.

Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific / Kagami H., Karig D.E., Coulbourn W.T., et al. (eds) // Init. Reports DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1986. V. 87. P. 393–481.

Akiba F., Hiramatsu C., Yanagisawa Y. A Cenozoic diatom genus *Cavitatus* Williams; an emended description and two new biostratigraphically useful species, *C. lanceolatus* and *C. rectus* from Japan // Bull. Nat. Sci. Mus., Tokyo. Ser. C. 1993. V. 19(1). P. 11–39.

Akiba F., Yanagisawa Y., Ishii T. Neogene diatom biostratigraphy of the Matsushima Area and its environs, Miyagi Prefecture, northeast Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1982. V. 33(5). P. 215–239.

Baldauf J.G., Barron J.A. Oligocene marine diatoms recovered in dredge samples from the Navarin Basin province, Bering Sea // U.S. Geol. Surv. Bull. 1765. 1987. 17 p.

Baldauf J.G., Barron J.A. Diatom biostratigraphy: Kerguelen Plateau and Prydz Bay regions of the Southern Ocean / Barron J.A., Larsen B., et al. (eds) // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. V. 119. P. 547–598.

Baldauf J.G., Monjanel A.L. An Oligocene diatom biostratigraphy for the Labrador Sea; DSDP Site 112 and ODP Site 647A / Srivastava S.P., Arthur M.A., et al. (eds) // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1989. V. 105. P. 323–347.

Barron J.A. Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project // Scientific Party. Init. Reports DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1980. V. 56, 57. Pt. 2. P. 641–685.

Barron J.A. Latest Oligocene through early middle Miocene diatom biostratigraphy of the eastern tropical Pacific // Marine Micropaleontology. 1983. V. 7. P. 487–515.

Barron J.A. Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the equatorial Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 85 / Mayer L., Theyer F., Thomas E., et al. (eds) // Init. Reports DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1985. V. 85. P. 413–456.

Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 / Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J. F. (eds) // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1995. V. 145. P. 3–19.

- Beaufort L., Olafsson G.* Upper Cretaceous and Paleogene calcareous nannofossils from the North Pacific / Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (eds) // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean drilling Program), 1995. V. 145. P. 633–638.
- Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J., Van Couvering J.A.* Cenozoic geochronology // Geol. Soc. Am. Bull. 1985. V. 96. P. 1407–1418.
- Cande S.C., Kent D.V.* A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1992. V. 97 (B 10). P. 13917–13951.
- Fenner J.* Eocene-Oligocene planktic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes // Micro-paleontology. 1984. V. 30. P. 319–342.
- Fenner J.* Late Cretaceous to Oligocene planktonic diatoms / Eds. Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. // Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge Univ. Press, United Kingdom. 1985. P. 713–762.
- Gladenkov A.Y.* The Paleogene Diatom Flora of the Komandorsky Islands (The Bering Sea) / Simola H. (ed.) // Proc. 10th Int. Diatom Symp., Joensuu, Finland. Koenigstein: Koeltz Sci. Books, Germany. 1990. P. 243–247.
- Gladenkov A.Y., Barron J.A.* Oligocene and early middle Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884B / Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (eds) // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1995. V. 145. P. 21–41.
- Gombos A.M., Jr., Ciesielski P.F.* Late Eocene to early Miocene diatoms from the southwest Atlantic / Ludwig W.J., Krasheninikov V.A., et al. (eds) // Init. Reports DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1983. V. 71. P. 583–634.
- Harwood D.M.* Diatoms / Barrett P.J. (eds) // Antarctic Cenozoic history from the MSSTS-I drillhole, McMudro Sound. DSIR Bull. N.Z. 1986. V. 237. P. 69–107.
- Harwood D.M.* Siliceous microfossils / Barrett P.J. (eds) // Antarctic Cenozoic history from the CIROS-1 drillhole, McMudro Sound. DSIR Bull. N.Z. 1989. V. 245. P. 67–97.
- Harwood D.M., Barrett P.J., Edwards A.R. et al.* 1989. Biostratigraphy and chronology / Barrett P.J. (eds) // Antarctic Cenozoic history from the CIROS-1 drillhole, McMudro Sound. DSIR Bull. N.Z. 1989. V. 245. P. 231–239.
- Harwood D.M., Maruyama T.* Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120 / Wise S.W., Jr., Schlich R., et al. (eds). Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. V. 120. P. 683–733.
- Kaiho K.* Geological ages of the Paleogene of Hokkaido, Japan based upon planktonic foraminifera – the relationship between the hiatuses and sealevel movements // Fossils (Paleont. Soc. Japan). 1983. № 34. P. 41–49.
- Koizumi I., Tanimura Y.* Neogene diatom biostratigraphy of the middle western North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 86 / Heath G.R., Burckle L.H., et al (eds) // Init. Reports DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1985. V. 86. P. 269–300.
- Morita R., Titova L., Akiba F.* Oligocene-Early Miocene Molluscs and Diatoms from the Kitami-Tsubetsu area, Eastern Hokkaido, Japan // Sci. Rep., Tohoku Univ. 2nd ser. (Geol.). In press.
- Odin G.S., Montanari A., Deino A. et al.* Reliability of volcano-sedimentary biotite ages across the Eocene-Oligocene boundary (Apennines, Italy) // Chem. Geol. Isotope Geosci. Sect. 1991. V. 86. P. 203–224.
- Okada H., Kaiho K.* Paleogene calcareous nannofossils from Hokkaido, Japan / Ishizaki K., Saito T. (eds) // The Centenary of Japanese Micropaleontology. Tokyo: Tokyo Univ. Press, Japan, 1992. P. 461–471.
- Saito T., Barron J.A., Sakamoto M.* An early late Oligocene age indicated by diatoms for a primitive Desmostylian mammal Behemotops from eastern Hokkaido, Japan // Proc. Japan Acad. 1988. V. 64. Ser. B. № 9. P. 269–273.
- Schrader H.-J., Fenner J.* Norwegian Sea Cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy // Talwani M., Udintsev G., et al. (eds) // Init. Reports DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1976. V. 38. P. 921–1099.
- Steininger F.F., Aubry M.P., Biolzi M. et al.* Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the NEOGENE (The Paleogene/Neogene Boundary) // Vienna: Institute for Paleontology, University of Vienna, Austria. 1994. 41 p.
- Techima J.* The boundary between the Neogene and Paleogene strata in the Yubari Coalfield. – especially by means of the zonation of the Poronai Formation // Fossils (Paleont. Soc. Japan). 1962. № 4. P. 53–56.
- The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy) / Premoli Silva I., Coccioni R., Montanari A. (eds). Ancona, Italy. 1988. 268 p.
- Yanagisawa Y.* Phylogenetic significance of a new araphid diatom species, *Delphineis kamenooensis* sp. nov. // Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N.S. 1993. № 172. P. 251–263.
- Yanagisawa Y., Suzuki Y.* Diatoms and silicoflagellates from the Oligocene Shirasaka Formation of the Joban Coalfield, northeast Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1987. V. 38(2). P. 81–98.
- Yanagisawa Y., Nakamura K., Suzuki Y. et al.* Tertiary biostratigraphy and subsurface geology of the Futaba district, Joban Coalfield, northeast Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1989. V. 40(8). P. 405–457.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 550.384.33:551.79(480.32)

## МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛИНОЛОГИЯ НИЖНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ ТОЛЩ БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ДОНА

© 1998 г. Г. А. Поспелова, Г. М. Левковская\*, В. В. Семенов\*\*,  
З. В. Шаронова, Т. В. Миронов

*Объединенный институт физики Земли РАН, 123810 Москва,  
Большая Грузинская ул., 10, Россия*

*\*Институт истории материальной культуры РАН,  
192041 Санкт-Петербург, Дворцовая наб., 18, Россия*

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

Поступила в редакцию 01.02.96 г., получена после доработки 03.12.96 г.

В лёссово-почвенных толщах бассейна Верхнего Дона обнаружен и детально изучен экскурс геомагнитного поля, названный нами Лог Красный. Возраст экскурса оценен приблизительно в 600 тыс. лет. Характерные черты экскурса: обратная полярность, скачкообразная смена полярности и пониженная в 3–4 раза напряженность геомагнитного поля по сравнению с напряженностью стационарного поля. Палинологические исследования показали, что на период формирования изученных пород приходится 7 оптимумов и 9 похолоданий. Во временном интервале, соответствующем первой половине экскурса, существовал холодный климат, на более поздней стадии – два кратковременных оптимума. Начало и завершение экскурса происходило при резкой смене климата. Показано, что экскурс Лог Красный перспективен для стратиграфии кромера.

**Ключевые слова.** Магнитостратиграфия, палеомагнетизм, экскурс, хрон, палинология, климатический оптимум, экстремум похолодания, корреляция.

### ВВЕДЕНИЕ

Значение экскурсов геомагнитного поля для стратиграфии четвертичных отложений трудно переоценить. Они являются дополнительными независимыми от геологических данных реперами с большой разрешающей способностью при расчленении и корреляции четвертичных отложений (Адаменко и др., 1981; Зубаков и др., 1982; Лазаренко и др., 1980; Поспелова и др., 1976; Bucha et al., 1977; Ryan, 1972 и др.). Однако количество экскурсов, их временная привязка в магнитохронологической шкале, их характерные черты, а также причины их возникновения окончательно не установлены (Гурарий и др., 1986; Петрова и др., 1992; Фотиади и др., 1982; Vraginsky, 1984; Pospelova, 1990). В среднем и позднем плейстоцене и в голоцене временная привязка экскурсов установлена более надежно, чем в раннем плейстоцене (Куликова и др., 1979; Поспелова и др., 1986; Champion et al., 1981; Nami, 1995 и др.). По данным иностранных исследователей можно предположить, что в раннем плейстоцене длительное время было стационарное поле и экскурсы стали появляться только в конце раннего плейстоцена (Петрова и др., 1992 и др.). Знание характерных черт раннеплейстоценовых экскурсов и их связь с изменениями климата может сыграть большую роль в стратиграфической корреляции

кромера. В связи с этим ясно, насколько важно выполнить на одном и том же фактическом материале магнитные, палеомагнитные и палинологические исследования.

Комплексные исследования были проведены на лёссово-почвенном разрезе бассейна Верхнего Дона. Именно в лёссовых формациях наиболее полно, по сравнению с другими континентальными формациями, запечатлена палеоклиматическая история Земли за последние 2 миллиона лет (Стратиграфия..., 1982). Лёссово-почвенные толщи являются перспективными для изучения тонкой структуры геомагнитного поля (Петрова и др., 1992; Поспелова и др., 1976; Семенов, 1994; Третьяк, 1983 и др.).

### ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

В качестве объекта исследований взяты плиоцен-плейстоценовые отложения бассейна Верхнего Дона. В течение нижнего плейстоцена здесь формировалась сложнопостроенная серия аллювиальных отложений. Одновременно вне речных долин формировались субаэральные образования, состоящие из многократного чередования лёссов и погребенных почв. Установление над широко развитой здесь донской мореной межледниковых мучкапских отложений, содержащих ос-

татки мелких млекопитающих тираспольского комплекса (Агаджанян, 1992), позволяет говорить о нижнеплейстоценовом самостоятельном оледенении, по-видимому, аналоге древнейших оледенений Белоруссии и Прибалтики. Региональная стратиграфическая схема нижнеплейстоценовых отложений бассейна Верхнего Дона разработана детально. Практически все горизонты нижнего плейстоцена в схеме Восточно-Европейской платформы, кроме окского, выделены на опорных разрезах Верхнего Дона (Решения..., 1986; Бреслав и др., 1992).

В бассейне Верхнего Дона нижнеплейстоценовые отложения представлены 6-ю горизонтами (снизу вверх):

1. Петропавловский (*pp*) содержит остатки древнейших мелких млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса, для которых характерно появление первых представителей рода *Microtus*.

2. Покровский (*p*) характеризуется перегляциальными спорово-пыльцевыми спектрами, холодолюбивыми моллюсками и остатками мелких млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса (покровский подкомплекс).

3. Ильинский (*il*) сложно построенный комплекс отложений, соответствующий стратиграфическому интервалу между покровским и донским горизонтами. Он охватывает, по-видимому, до трех теплых межледниковых эпох. В субэкральных отложениях ильинскому горизонту соответствует сложно построенный почвенно-лессовый комплекс, в котором выделяется до трех погребенных почв. В аллювиальных отложениях бассейна Дона, в частности, в разрезе Ильинка (стратотип ильинской свиты), расположенном на юго-востоке Воронежской области, восточнее г. Калач, изучено 3 эволюционных уровня среднетираспольских фаун мелких млекопитающих, более молодых, чем петропавловская фауна (Красенков и др., 1992).

4. К донскому горизонту (*dns*) отнесены морена Донского ледникового языка, а также над- и подморенные водно-ледниковые отложения.

5. Мучапский горизонт представлен межледниковыми аллювиальными отложениями с поздне-тираспольским (мучапский подкомплекс) комплексом мелких млекопитающих, остатками черепов и теплолюбивых моллюсков.

6. К окскому горизонту отнесены нижнеплейстоценовые аллювиальные отложения, лежащие выше мучапского горизонта.

По своей деятельности, а также по микротермологическим данным схема стратиграфического расчленения нижнеплейстоценовых отложений Верхнего Дона хорошо сопоставляется с западноевропейскими схемами, в частности, со схемой кромерских отложений Западной Европы (Zagwijn, 1985).

Для палеомагнитных и палинологических исследований в бассейне Верхнего Дона в стратотипическом районе Урыв нами выбрана часть субэкральных формаций, стратиграфическое положение которой определено двумя реперами. Верхним репером является морена донского ледникового языка, возраст которой термолюминисцентным датированием, выполненным А.И. Шлюковым, оценен в  $\geq 450$  тыс. и  $\geq 490$  тыс. лет. Нижним репером является инверсия Матуяма-Брюнес, ранее установленная в разрезах этого региона В.В. Семеновым (Семенов, 1990) и подтвержденная настоящими исследованиями.

## ОТБОР ОБРАЗЦОВ

Из наиболее полного разреза субэкральных лёссово-почвенных нижнеплейстоценовых отложений обнажения Лог Красный, находящегося вблизи села Урыв Острогожского района Воронежской обл. (рис. 1), отобрано около 400 ориентированных образцов для палеомагнитных и магнитных исследований. В двух оврагах крупной балки, открывающейся в долину р. Измайлы (небольшого притока р. Дон), были заложены четыре расчистки I–IV, частично перекрывающиеся и дополняющие друг друга (рис. 1). В расчистках ниже донской морены вскрыты отложения ильинского горизонта, представленные тремя сероцветными типичными ископаемыми почвами. Почвы, не содержащие видимых изменений, разделены горизонтами лёсса. Третья додонская почва с перерывом залегает на маломощном суглинке, частично переработанном почвообразованием. Вся эта толща подстилается либо красновато-бурой почвой, либо красноцветным и светлым аллювием петропавловского горизонта, лежащим на отложениях мела. В основании разреза Лог Красный (в аллювии) обнаружены крупнейшие (в количественном отношении и по видовому составу) находки зубов мелких млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса, включающие и древнейших представителей рода *Microtus* (рис. 1) (Красенков, устное сообщение).

В расчистке I мощностью 13 м, вскрывающей под донской мореной три серовато-бурые погребенные почвы, разделенные горизонтами лёсса, маломощный лёссовидный суглинок и петропавловский светлый аллювий, отобрано 144 ориентированных образца кубической формы с ребром 2 см по 2–5 кубиков с 33 уровнями. Непрерывный отбор образцов выполнен во второй додонской почве, где ранее нами при рекогносцировочных работах были обнаружены образцы из двух уровней, обладающие аномальным направлением естественной остаточной намагниченности. В расчистке II, мощностью 8 м, отстоящей от расчистки I на 250 м ниже по логу, вскрыты вторая и третья подморенные сероцветные почвы, разделенные

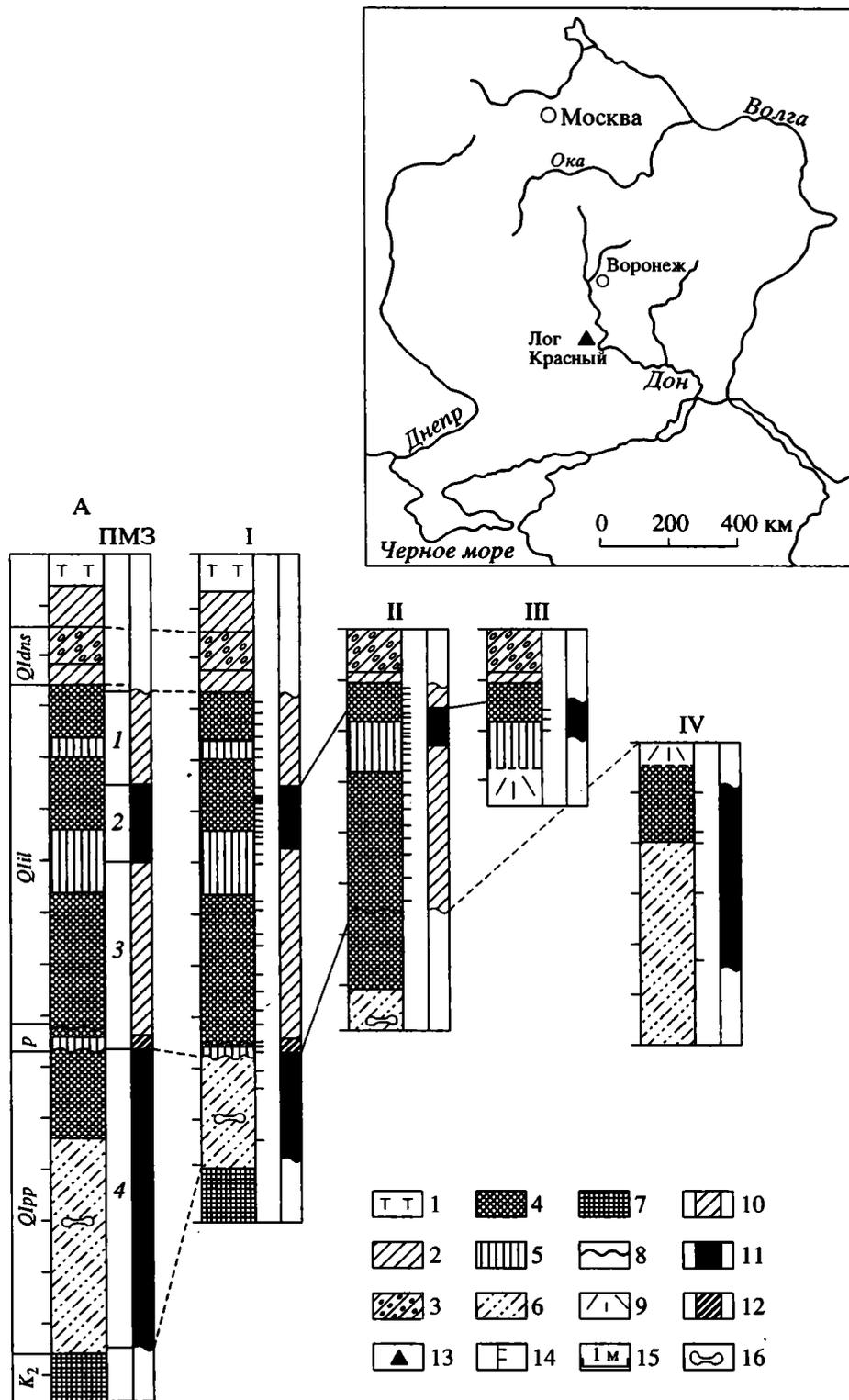


Рис. 1. Схема расположения разрезов и магнитостратиграфическая корреляция разрезов Лога Красного.

А – сводный разрез; I–IV – номера разрезов. 1 – современная почва; 2 – суглинок; 3 – суглинок моренный; 4 – ископаемая почва; 5 – лёсс; 6 – аллювий; 7 – мел; 8 – перерыв в осадкообразовании; 9 – осыпь; 10–12 – палеомагнитная зона ПМЗ (10 – прямая, 11 – обратная, 12 – переходная); 13 – местонахождение разрезов; 14 – уровни отбора ориентированных штуфов, 15 – вертикальный масштаб разрезов; 16 – фауна.

горизонтами лёсса. Ниже этой толщи вскрыта красно-бурая почва, подстилаемая петропавловским красноцветным и светлым аллювием. Предполагается, что здесь верхняя (первая додонская) погребенная почва "сорвана" мореной (Красенков и др., 1993). Отобрано 215 образцов из 52 уровней по 3–8 образцов на каждом уровне. Непрерывный отбор произведен во второй додонской сероцветной погребенной почве и в верхней части подстилающей почву лёсса. Небольшая расчистка III расположена в трех метрах от расчистки II выше по логу. В ней из основания второй ископаемой почвы и нижележащего лёсса взято 13 образцов из трех уровней. В расчистке IV мощностью 6 м, заложенной в том же овраге, что и расчистка II, на противоположной (правой) стенке, из красно-бурой ископаемой почвы и нижележащего светлого аллювия отобрано с большим интервалом 23 образца из 5 уровней. Из пород расчистки II из тех же штуфов, из которых изготавливались ориентированные кубики для палеомагнитных исследований (рис. 2, 7), взяты образцы для спорово-пыльцевого анализа (21 образец). Отбор образцов для палинологических исследований выполнен аналогичным образом и в расчистке IV.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Измерение магнитной восприимчивости  $K$  пород выполнено на разрезах *in situ* прибором КТ-5 и в лаборатории на приборе KLY-2 для оценки магнитной анизотропии пород по трем осям  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  образцов-кубиков. Естественная остаточная намагниченность пород  $J_n$  измерена на приборе JR-4 после выдержки образцов в экранх более месяца. Для определения направления первичной остаточной намагниченности проведена серия ступенчатых нагревов образцов до  $600^\circ\text{C}$  в установке с компенсацией магнитного поля до  $5\mu$  и выполнен компонентный анализ  $J_n$  пород.

Термомагнитным анализом изучен состав магнитных минералов пород. По кривым температурной зависимости остаточной намагниченности насыщения  $J_{rs}$  определены блокирующие температуры содержащихся в породах магнитных минералов. По отношению  $J_{rs}/K$  оценены относительные размеры магнитных зерен пород.

Для оценки относительной напряженности геомагнитного поля в периоды формирования пород вдоль разрезов использованы значения фактора  $Q_n = J_n/0.5K$ , а также  $Q$  при  $400^\circ\text{C}$ , при которой наблюдается выход вектора  $J_n$  на первичное направление, и отношение  $J_n/J_{rs}$ .

Техническая обработка образцов для спорово-пыльцевого анализа выполнялась либо по общепринятой для четвертичных отложений методике В.П. Гричука, либо, для большинства пород, в которых пылецевые зерна и споры окружены мине-

ральным коллоидом, по усложненной методике Г.М. Левковской. Очень карбонатные и коллоидированные породы подвергались трехкратной последовательной обработке соляной и фтористоводородной кислотами по определенной схеме.

### МАГНИТНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

По магнитным свойствам породы разрезов неоднородны. Наблюдается четкая зависимость значений скалярных магнитных параметров  $K$ ,  $J_n$  и  $J_{rs}$  от литологии пород. У красноцветных пород эти параметры в три-пять раз выше, чем у сероцветных почв, лёсса и светлого аллювия. Магнитная восприимчивость в разрезах меняется от  $110\text{--}250 \times 10^{-6}$  СИ у серых почв, лёсса и светлого аллювия до  $500\text{--}1000 \times 10^{-6}$  СИ у красно-бурых почв и красноцветного аллювия (рис. 2). Анизотропия магнитной восприимчивости пород практически отсутствует. Величины  $J_n$  и  $J_{rs}$ , полученные в поле  $143000$  А/м, в целом повторяют ход изменения  $K$ .  $J_n$  меняется от  $0.3$  до  $30nT$ , один образец красно-бурой почвы обладает величиной  $J_n = 62nT$ .  $J_{rs}$  у сероцветных пород равны  $420\text{--}2700nT$ , у красноцветных –  $3000\text{--}5000nT$ . Фактор  $Q$  также колеблется в больших пределах от  $0.05$  до  $1.5$  у пород разрезов II, III и нижней части разреза I. Наибольшие значения  $Q$  равные  $3\text{--}5$  имеют образцы светлого аллювия. Минимальные значения магнитных параметров характерны для второй додонской сероцветной ископаемой почвы.

Состав магнитных минералов у исследованных пород различен. По кривым  $J_{rs}(t)$  установлено, что основным носителем намагниченности у серых почв, лёсса и светлого аллювия является мелкозернистый гематит (рис. 3а, 3б), у красноцветных почв и аллювия – магнетит (рис. 3в). Породы отличаются не только по составу магнитных минералов, но и по величине и концентрации магнитных зерен (рис. 3г). На рис. 3г видим, что значения  $J_{rs}$  от  $K$  пород располагаются с некоторым разбросом вдоль двух прямых. Это означает, что по величине зерна породы делятся на две группы с меньшим (прямая а) и большим (прямая б) размером зерна. К первой группе относятся образцы светлого аллювия, третьей додонской почвы и лёсса, лежащего на этой почве. Образцы второй подморенной почвы и части подстилающего ее лёсса принадлежат второй группе и содержат более крупные зерна. Лёсс по величине магнитных зерен разделяется как бы на две части. Наибольшая концентрация магнитных зерен в лёссе и в третьей ископаемой почве, наименьшая – во второй ископаемой почве разреза II. Чем ближе слой породы лежит к морене, тем меньше концентрация магнитных зерен и больше величина зерна. Можно предположить, что такая закономерность обусловлена влиянием донской море-

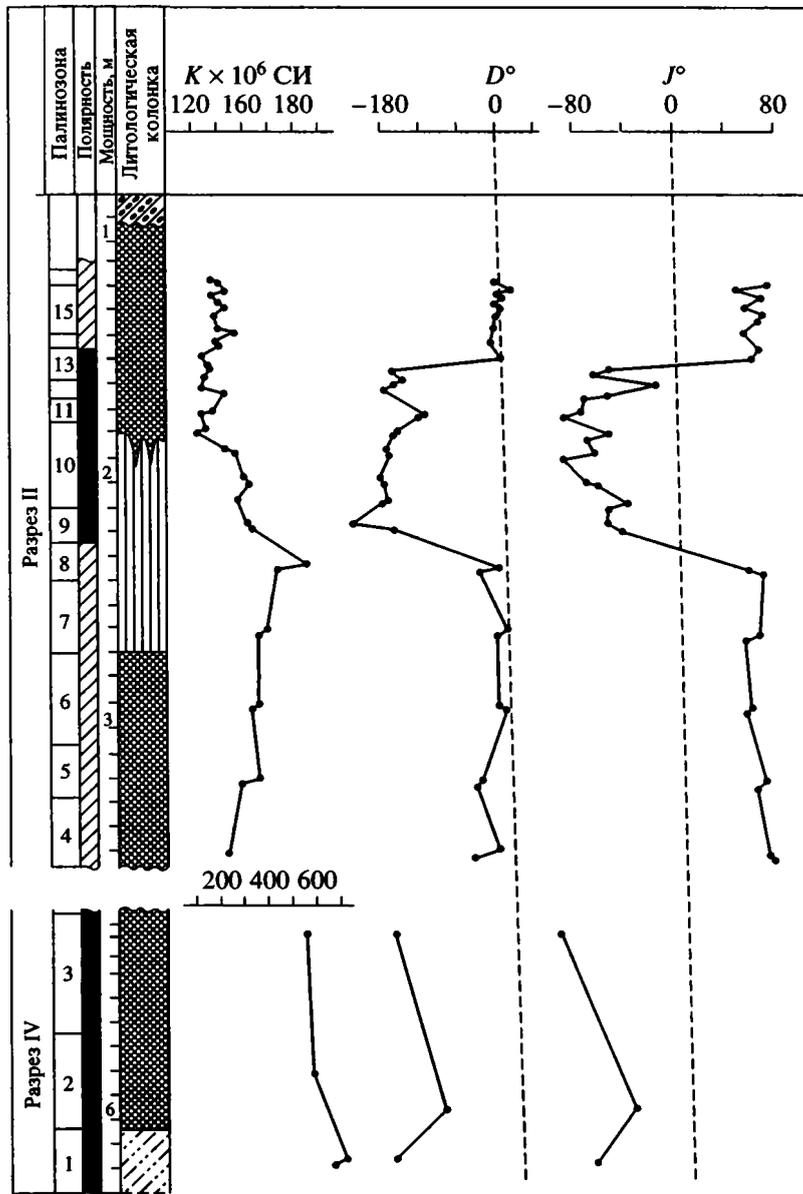


Рис. 2. Палеомагнитные характеристики пород, палеомагнитные зоны и палинозоны разрезов II и IV. Условные обозначения см. на рис. 1.

ны. В подстилающих донскую морену породах мелкие магнитные зерна, видимо, вынесены мореной. Различие же состава магнитных минералов у изученных пород свидетельствует либо о различной природе магнитных зерен и/либо о разных провинциях сноса осадочного материала.

После выдержки образцов в экранах вектор  $J_n$  обнаруживает сложное с большим разбросом распределение направлений. На рис. 4а представлены стереограммы направлений  $J_n$  для разных групп образцов. Наибольший разброс  $J_n$  наблюдается у образцов второй додонской почвы и верхней части подстилающего ее лёсса (рис. 4а, II).

На диаграммах Зийдервельда, построенных по результатам ступенчатого терморазмагничивания пород, видно, что в породах прямых зон выделяется один (рис. 5в), иногда два компонента  $J_n$ . Первый компонент ( $T = 50-150^\circ\text{C}$ ) имеет случайное направление и является остатком лабораторной вязкой намагниченности, не снятой за месяц хранения образцов в экране. В обратно намагниченных образцах присутствует, как правило, три компонента  $J_n$  (рис. 5а, 5б, 5г). Первый, как и в прямо намагниченных образцах, является остатком лабораторной вязкой намагниченности, второй компонент – результат перемагничивания по-

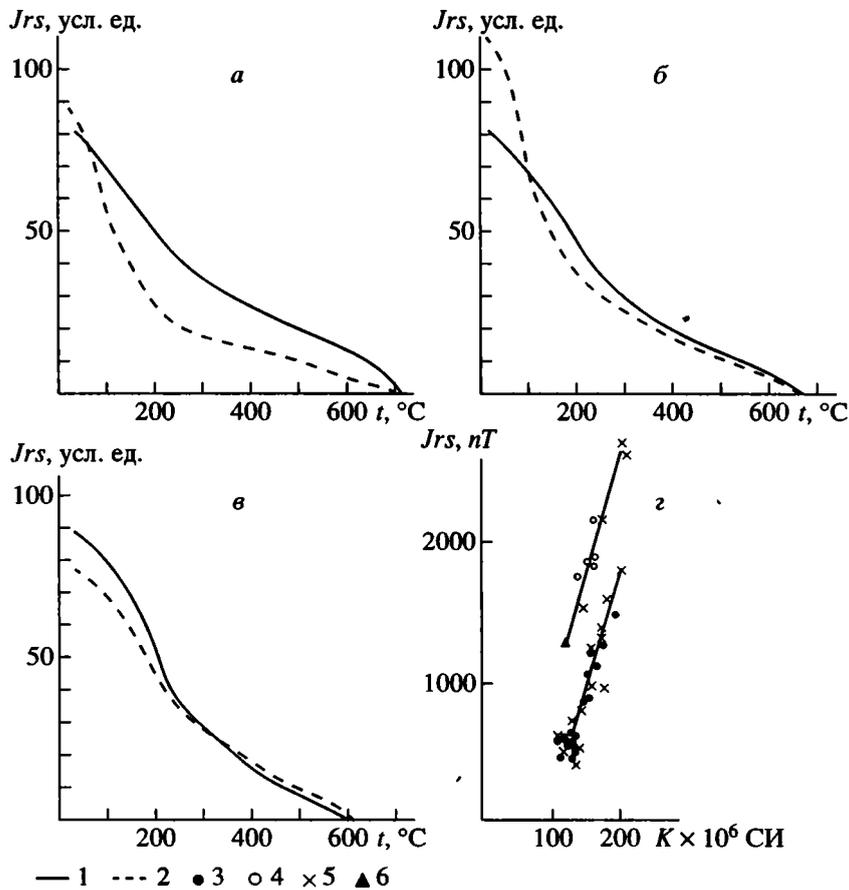


Рис. 3. Зависимость  $Jrs$  от температуры (а, б, в) и магнитной восприимчивости (z) пород.

а – сероцветная почва; б – лёсс; в – красно-бурая почва; 1, 2 – кривая  $Jrs(t)$ : 1 – первый нагрев, 2 – второй нагрев; 3 – вторая сероцветная погребенная почва в разрезе I и II; 4 – третья сероцветная погребенная почва в разрезе II; 5 – лёсс; 6 – светлый аллювий.

род современным магнитным полем, который снимается температурой 200–250°C, что подтверждает компонентный анализ. Разностные векторы в интервале температур 150–250°C имеют направления, близкие к современному геомагнитному полю. После нагрева выше 200–250°C резко меняется направление  $Jn$  и возрастает кучность (рис. 4). При нагревах до более высоких температур направление  $Jn$  меняется незначительно и прямые, соединяющие проекции векторов  $Jn$  на диаграммах Зийдервельда, идут, как правило, в начало координат. Направления характеристических намагниченностей, которые принимаем за первичные, для соответствующих групп пород представлены на рис. 46. Одним из доводов, позволяющим считать характеристическую намагниченность пород первичной, является присутствие одинакового основного носителя остаточной намагниченности (гематита), как в породах прямых палеомагнитных зон, так и в породах обратной субзоны.

В разрезе I выделено четыре различные по мощности палеомагнитные зоны ПМЗ (рис. 1). Первая подморенная почва, лежащий под ней лёсс и верхи второй додонской почвы составляют прямую ПМЗ-1 мощностью 2.1 м. Остальная часть второй додонской почвы и верхняя часть нижележащего лёсса образуют маломощную (около 1 м) обратную ПМЗ-2. Вторая половина лёсса и третья подморенная почва вновь составляют прямую ПМЗ-3 мощностью 4 м. Аллювий петропавловского горизонта (мощностью 2 м) слагает обратную ПМЗ-4. Между прямой ПМЗ-3 и обратной ПМЗ-4 в маломощном лёссе покровского горизонта, залегающим на петропавловском аллювии, прослежена на трех уровнях переходная зона мощностью 0.15 м. В других разрезе бассейна Верхнего Дона в отложениях над петропавловским горизонтом между обратной и прямой палеомагнитными зонами В.В. Семеновым тоже была зафиксирована переходная зона (Семенов, 1990). В разрезе II первая подморенная почва и подстилающий ее лёсс отсутствуют. Прямая

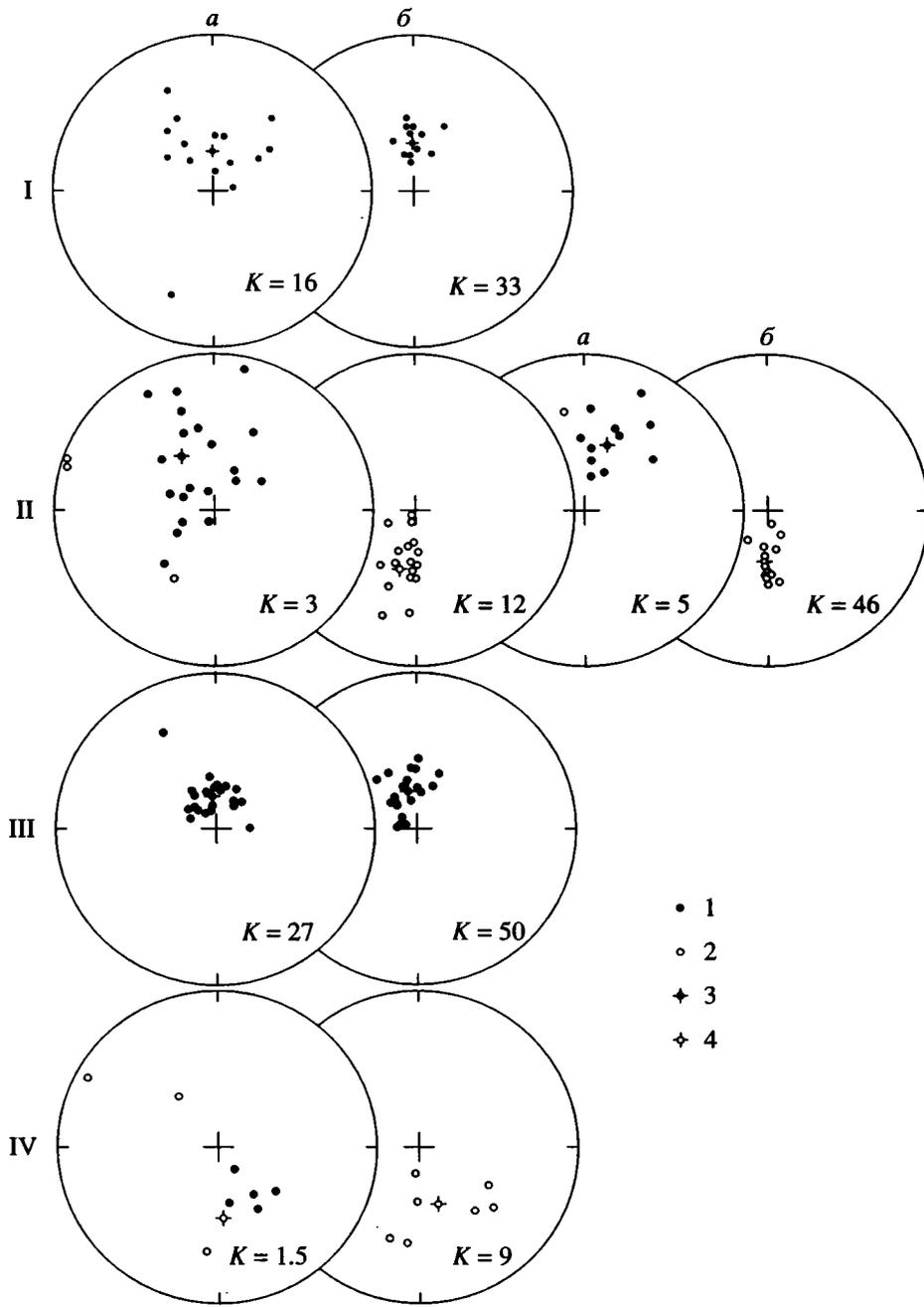


Рис. 4. Стереограммы векторов  $J_n$ .

*a* – до чистки; *б* – после чистки. 1, 2 – проекция векторов  $J_n$ : 1 – на нижнюю полусферу, 2 – на верхнюю полусферу; 3, 4 – среднее направление вектора  $J_n$ : 3 – на нижней полусфере, 4 – на верхней полусфере; I – ПМЗ-1; II – ПМЗ-2 в двух параллельных разрезах; III – ПМЗ-3; IV – ПМЗ-4.

ПМЗ-1, представленная верхней частью второй додонской почвы, имеет мощность всего 0.5 м. Нижняя часть этой почвы и верхняя часть подстилающего почву лёсса, как и в разрезе I, составляют обратную ПМЗ-2 (0.7 м). Ниже по разрезу часть лёсса и третья подморенная ископаемая почва вновь образуют прямую ПМЗ-3, мощностью 3.3 м. Маломощная обратная ПМЗ-2 обнару-

жена также в разрезе III в тех же отложениях, что и в разрезах I и II. Красно-бурая почва и аллювий петропавловского горизонта, вскрытые в разрезе IV, составляют обратную ПМЗ-4, мощностью около 4 м.

На основании палеомагнитных исследований пород из четырех разрезов составлен сводный палеомагнитный разрез (рис. 1, А). Его можно рас-

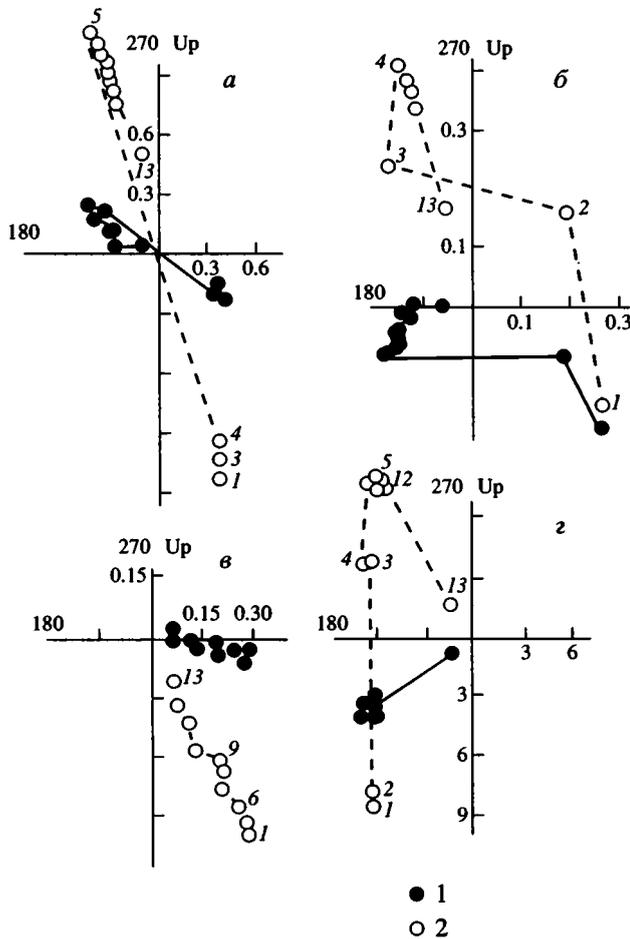


Рис. 5. Температурные диаграммы Зийдервельда векторов  $J_n$ .

*a* – обратно намагниченная сероцветная почва, обр. 22/1; *б* – обратно намагниченный лёсс, обр. 59/1; *в* – прямо намагниченный лёсс, обр. 7/4; *з* – обратно намагниченная красно-бурая почва, обр. 42. 1, 2 – проекция вектора  $J_n$ : 1 – на плоскость XY; 2 – на плоскость YZ; температуры,  $^{\circ}\text{C}$ : 1 – 20; 2 – 50; 3 – 100; 4 – 150; 5 – 200; 6 – 250; 9 – 400; 12 – 550; 13 – 570. По осям даны значения  $J_n$  в нТ.

смагнитивать состоящим из двух палеомагнитных зон различной мощности, между которыми зафиксирован переход. Обратная ПМЗ мощностью около 6 м соответствует верхам хрона Матуяма. Она однополярна. Эпизод Харамилью в изученной части хрона Матуяма не обнаружен, т.к., исходя из фаунистических данных, он должен залегать в отложениях разреза с ногайской фауной. Граница Матуяма-Брюнес проходит в суглинке покровского горизонта, залегающего с перерывом под подошвой ильинского горизонта. Выше располагается прямая палеомагнитная зона мощностью около 7 м, которая формировалась в первой половине хрона Брюнес. В середине прямой зоны четко в трех разрезах зафиксирована субзона обратной полярности. Направление намагничен-

ности в этой субзоне полностью обратно направлению окружающей прямой зоны. Согласно этому признаку обратную субзону можно было бы отнести к разряду эпизода в хроне Брюнес. Однако на данном этапе исследований все экскурсы и эпизоды в хроне Брюнес мы объединяем в одно понятие – экскурс и называем, как принято, зафиксированную обратную субзону экскурсом Лог Красный по месту его обнаружения. По времени проявления экскурс Лог Красный может быть сопоставлен с экскурсами Елунино VII, Уреки II, Дельта. Выполнить же идентификацию экскурса Лог Красный с вышеперечисленными экскурсами невозможно, так как подробная информация о поведении геомагнитного поля во время этих экскурсов отсутствует. В пользу записи экскурса свидетельствует характерное для экскурса и обнаруженное в данном случае (Поспелова и др., 1997) пониженное значение напряженности геомагнитного поля в 3–4 раза по сравнению с напряженностью в стационарном поле вблизи экскурса. Если предположить, что обнаруженная обратная субзона является концом хрона Матуяма, то это противоречит имеющимся микротериологическим данным. Экскурс Лог Красный записан в образованиях со среднетираспольской фауной. Раннетираспольская фауна установлена в нижележащих отложениях петропавловского горизонта. Эпизод Харамилью приурочен к отложениям, охарактеризованным значительно более древней ногайской фауной – верхней части таманского фаунистического комплекса. В бассейне Верхнего Дона эпизод Харамилью зафиксирован в отложениях острогожской свиты в разрезе Каратояк (в 20 км от Урыва), где были изучены богатые коллекции мелких млекопитающих таманской фауны, в том числе и ногайской (Иосифова и др., 1992).

Возраст экскурса оценен приближенно по литолого-стратиграфическим данным, скоррелированным с изотопно-кислородной шкалой. Р.В. Красненковым региональная схема нижнеплейстоценовых отложений бассейна Верхнего Дона сопоставлена с изотопно-кислородной шкалой Шеклтона–Опдайка (Shackleton et al., 1977, Красненков, 1992). Донской горизонт предварительно прокоррелирован с 12 ярусом шкалы, ильинский горизонт с 13–17 ярусами, а вторая додонская почва с 15 ярусом. Отсюда возраст экскурса Лог Красный можно условно оценить в 580–620 тыс. лет.

Другая возрастная характеристика экскурса Лог Красный была получена по скорости осадконакопления. Мощность изученной толщи между двумя реперами, границей Матуяма-Брюнес и донской мореной, составляет 7.5 м (рис. 1), если не учитывать неполноты разреза и перерывов в осадконакоплении. Исходя из этой мощности пород и времени формирования осадков за 240 тыс. лет, средняя скорость осадконакопления равна  $V_{cp} = 0.0313$  мм/год. Тогда начало экскурса происхо-

дано ориентировочно 600 тыс. лет тому назад, а продолжительность его может быть не более, чем 20–30 тыс. лет. Оценка длительности экскурса, видимо, завышена, так как  $V_{cp}$  ниже действительной.

В течение экскурса Лог Красный геомагнитное поле имело полностью обратную полярность, что не является характерным для большинства экскурсов. Виртуальные геомагнитные полюсы ВГП расположены вокруг южного географического полюса, не выходя за пределы  $68^\circ$  ю.ш. по данным разреза I и  $55^\circ$  ю.ш. по данным разрезов II и III. Средние координаты ВГП, согласно данным трех разрезов, равны  $\phi = 82^\circ$  ю.ш.,  $\lambda = 2^\circ$  в.д., т.е. в среднем за временной интервал экскурса геомагнитная ось отстояла от оси вращения Земли на  $8^\circ$ , что близко к современному состоянию поля. Угловая девиация ВГП<sub>ср</sub> во время экскурса составляет  $12.9^\circ$ .

Отсутствие постепенного перехода от одной полярности к другой как в начальной, так и в заключительной стадиях экскурса может быть обусловлено либо скачкообразной сменой полярности, либо кратковременностью переходного процесса, который не зафиксирован в этих отложениях, либо наличием незначительных перерывов в осадкообразовании. Учитывая вычисленную скорость осадкообразования  $V_{cp} = 0.031$  мм/год временной интервал между окончанием прямой полярности и началом экскурса в разрезе II можно оценить в 3.5 тыс. лет, а между окончанием экскурса и началом прямой полярности в 1 тыс. лет. Итак, настоящие исследования уверенно установили геомагнитный экскурс Лог Красный, происшедший приблизительно 600 тыс. лет тому назад.

### ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Из разрезов обнажения Лог Красный методом спорово-пыльцевого анализа исследовано 24 образца: 3 образца из зоны обратной намагниченности разреза IV, 21 образец из пород разреза II. Результаты палинологических исследований представлены на рис. 6 и 7.

*Палинозона 1.* В палинологическом спектре красноцветного аллювия (проба 24) господствует пыльца древесных пород – 82%, из них преобладает пыльца вяза – 64.4%. Прочие древесные представлены единичными зернами дуба (*Quercus sp.*), орешника (*Corylus sp.*) и березы (*Betula sp.*). Из экзотов определены *Juglans sp.* и *Carpinus sp.* В составе травянистых господствует пыльца водных растений. Определены кувшинка (*Nymphaea sp.*), пузырчатка (*Utricularia sp.*), телорез (*Stratioides sp.*) и альдрованда (*Aldrovanda sp.*). Неповрежденные формы пыльцевых зерен указывают, что в момент существования растений условия для сохранения

пыльцы были благоприятные. Этот период отвечает оптимуму термомера с господством лесной растительности.

*Палинозоны 2, 3.* Палинологические данные красно-бурой почвы указывают на существование в районе сначала лесостепных условий (проба 23), позже лесных (проба 22) (рис. 6). Содержание пыльцы древесных пород возрастает по разрезу снизу – вверх с 55% до 85%, а количество пыльцы травяно-кустарничковых растений соответственно уменьшается с 45% до 12%. Специфика лесных ценозов этого времени – господство в районе широколиственных полидоминантных лесов. Вначале в лесах района содоминировали клен, дуб, ясень, древовидные розоцветные (яблоневые), орешник и ольха. Позже в лесах заметную роль стали играть более влаголюбивые древесные породы. Несколько возросла роль ольхи, найдены единичные пыльцевые зерна бука, граба, каштана. В составе широколиственных древесных пород содоминировали в это время вяз, дуб и экзот – орех. Дендрофлора этого этапа отличалась максимальным разнообразием состава экзотов (рис. 7).

Состав пыльцы травяно-кустарничковых растений, как и древесных, указывает на возрастание увлажненности в районе, что выразилось в господстве травянистых ценозов, образованных разнотравьем, среди которых присутствовали эфедра, лебедовые, полынь (проба 23), и позже осока (проба 22). Палинологические данные указывают на существование в период формирования красно-бурой почвы в изучаемом районе оптимума межледниковых условий – климатический оптимум 3. Первый этап в развитии растительности данного термомера отвечает термоксеротической климатической стадии межледниковий – межстадиалов по В.П. Гричуку, второй – термогигротической климатической стадии.

*Палинозоны 4–6.* В общем составе спектров пыльцы сероцветной почвы господствует пыльца мезофильных травяно-кустарничковых растений (палинозоны 4 и 6) или пыльца древесных пород (оптимум – палинозона 5, проба 2) при значительном участии пыльцы мезофильного разнотравья. Реконструируется три фазы в развитии лесной растительности – фаза вяза, ольхи и граба и фаза ольхи, вяза и дуба. Экзоты представлены самшитом, орехом, каштаном, грабом. Среди травянистых много пыльцы осок, особенно в конце этапа. Разнотравье представлено бобовыми, свинчатковыми, синюхой, лилейными, частоустом, ворсянкой, армерией, пахиломой, гвоздичными, розоцветными, неопределенными травянистыми растениями (определено 10 морфологических типов пыльцы), подорожником, яснотковыми. Найдена пыльца злаков и водно-болотных растений гравилата (сырые луга, берега рек, озер, болота), кувшинки, урути, калужницы, тростники, а также споры зеленых мхов. Находки пыльцы эфедры,

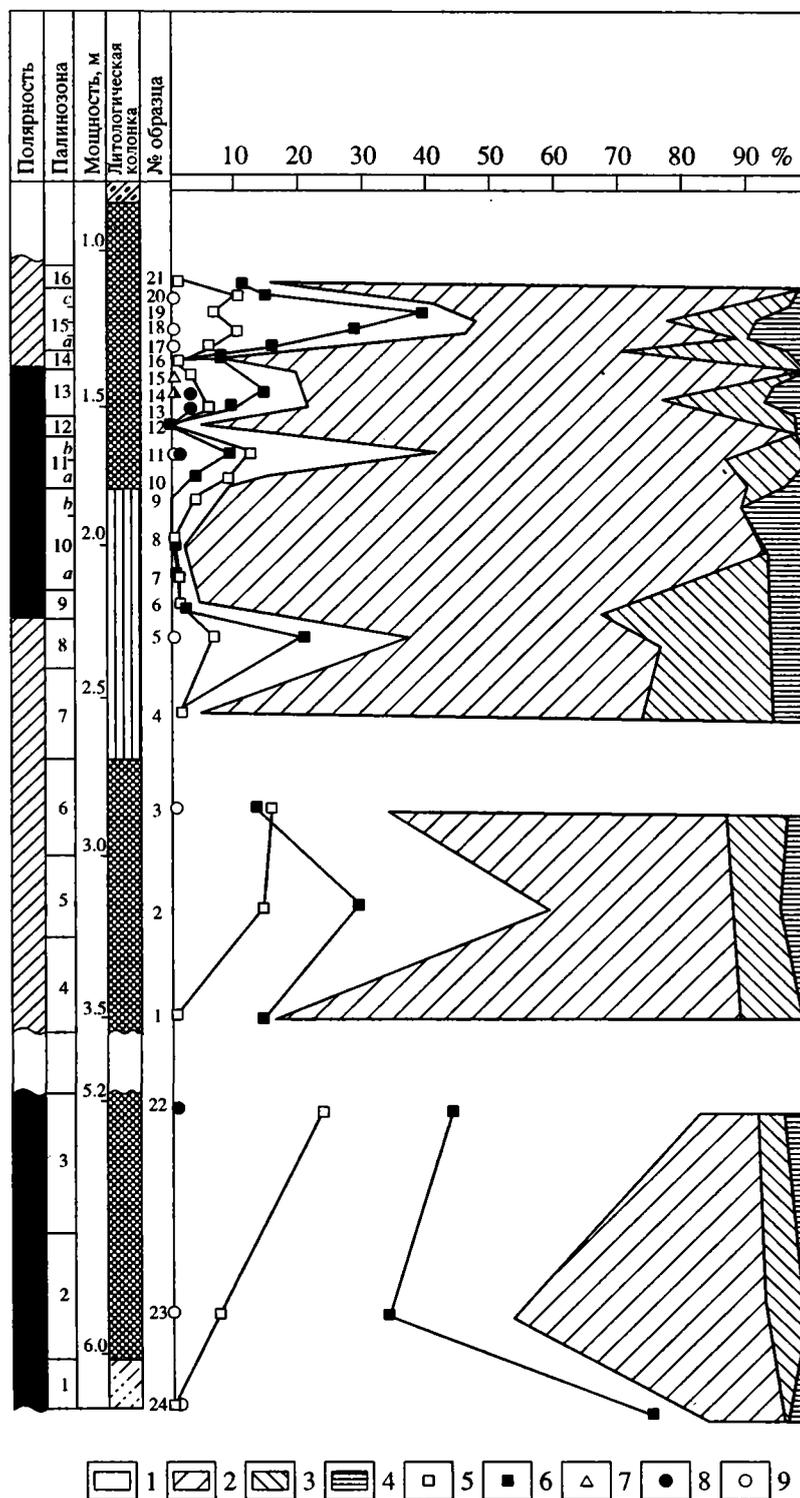
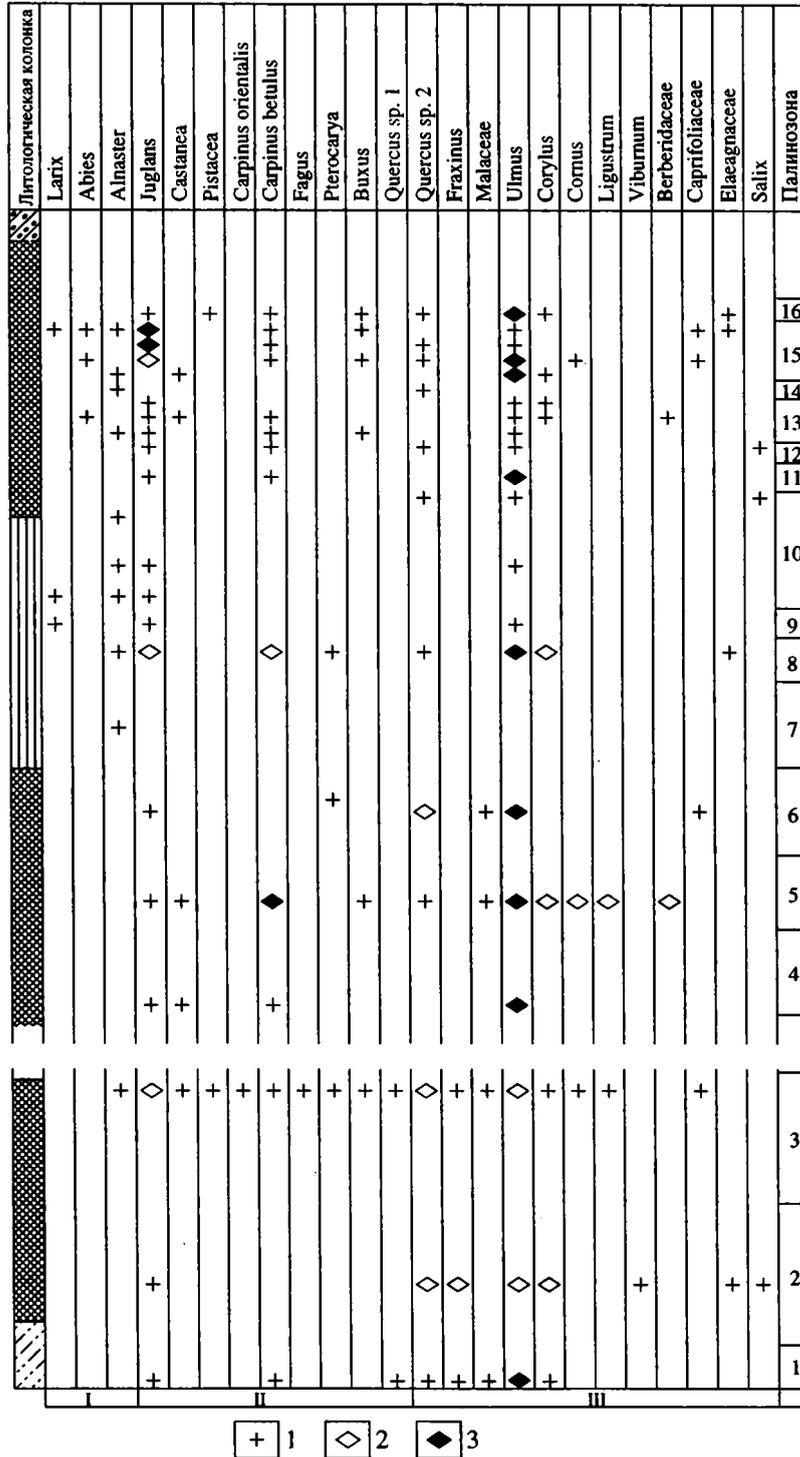
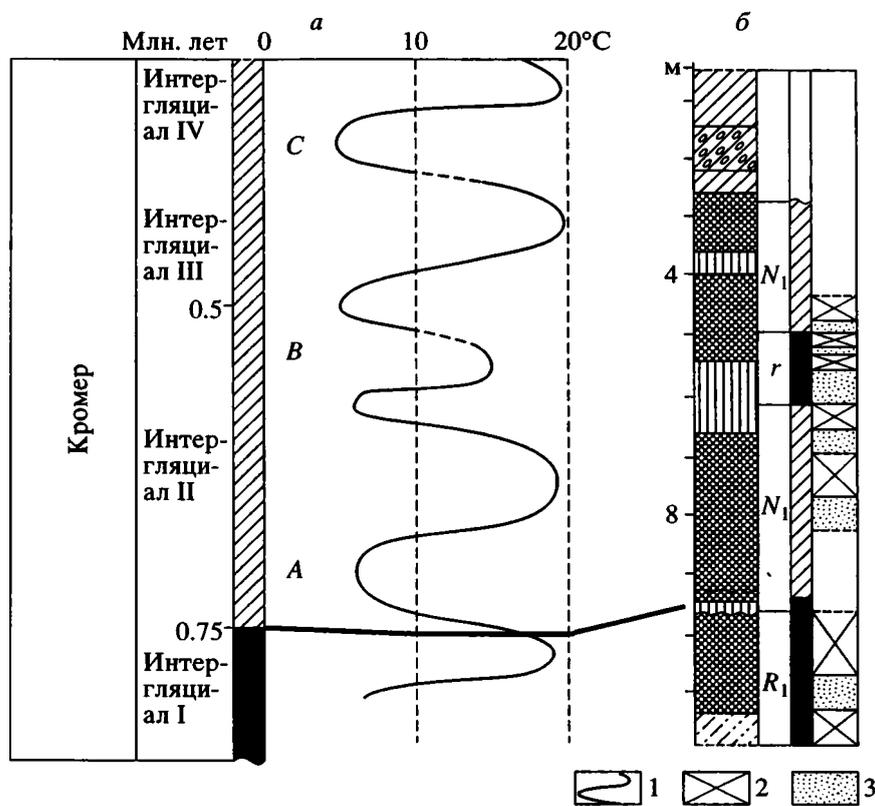


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма пород.

1 – пыльца древесных пород; 2 – пыльца мезофильных травяно-кустарничковых растений; 3 – пыльца ксерофильных травяно-кустарничковых растений; 4 – споры; 5 – пыльца ольхи; 6 – сумма пыльцы широколиственных древесных пород; 7 – пыльца ели; 8 – пыльца сосны; 9 – пыльца березы. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.





**Рис. 8.** Корреляция кромера Северной Европы (а) и стратиграфических, палеомагнитных и палинологических данных нижнеплейстоценовых лёссово-почвенных толщ бассейна Верхнего Дона (б).

1 – температурная кривая по В.Х. Загвийну (Zagwijn, 1985); 2 – оптимум; 3 – экстремум похолодания. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

ем, которое может быть сопоставлено с 16 холодной изотопно-кислородной стадией, наступившим после межледниковья или теплого межстадиала, а окончание попадает на похолодание, после которого начинается межледниковье с теплым, умеренно влажным климатом.

Следовательно, на примере экскурса Лог Красный установлено, что начало и окончание экскурса приурочены к резким изменениям климата, что свидетельствует в пользу наличия связи между геомагнитными экскурсами и климатическими изменениями. Полученный экспериментальный результат подтверждает теоретические представления М. Рампино (Rampero, 1979) о том, что резкие изменения направления геомагнитного поля – экскурсы и климатические осцилляции имеют общие причины, обусловленные астрономическими факторами. Этот вывод, безусловно, требует дальнейших подтверждений.

II. Установление климатохронологического положения экскурса Лог Красный позволяет использовать его также для практических целей корреляции и расчленения отложений кромера. Стратиграфические палеомагнитные и палинологические данные нижнеплейстоценовых толщ Верхнего

Дона сопоставлены нами с палеомагнитными и палинологическими данными кромерских отложений Севера Западной Европы (Zagwijn, 1985).

Согласно палинологическим данным В.Х. Загвийна, кромерские отложения Северной Европы четко расчленяются на семь климатических стадий гляциала и интергляциала (рис. 8а). Им соответствуют в бассейне Верхнего Дона отложения от петропавловского горизонта до мучкапского. В рамках кромера на температурной кривой выделено три гляциала А, В и С, один из которых характеризуется двойным “пиком”. Гляциалы разделены интергляциалами I, II, III, IV. Интергляциал IV соответствует, по всей видимости, мучкапскому горизонту. Ему предшествует большой холодный “пик” – гляциал С, который логично сопоставить с донским горизонтом.

Ниже гляциала С на кривой В.Х. Загвийна выделено два климатических оптимума (интергляциал II и III) и экстремум похолодания (гляциал В, содержащий небольшой оптимум). На основании детальных палинологических исследований, выполненных на породах разрезов Лог Красный (рис. 8б), можно сделать заключение, что вторая додонская почва формировалась преимущественно

но в климатический оптимум, но имели место два кратковременных похолодания. Видимо, климатический оптимум можно скоррелировать с оптимумом гляциала В. Верхняя часть суглинка, залегающая между второй и третьей сероцветными почвами, накапливалась в период очень холодного климата, соответствующего первому "пику" гляциала В. Нижняя часть суглинка и третья додонская почва формировались в период интергляциала II, во время которого также зафиксировано два похолодания. Тогда первая додонская почва, вероятнее всего, стратиграфически коррелирует с интергляциалом III. Картина климатических изменений, полученная в результате палинологических исследований пород разрезов Лог Красный, более сложная, чем по схеме В.Х. Загвийна (рис. 8). Обратной намагниченной красно-бурая погребенная почва петропавловского горизонта, развитие растительности которой отвечает термоксеротической и термоигротиической климатическим стадиям межледниковья, видимо, формировалась в период интергляциала I. На основании такого сопоставления четко фиксируется длительный перерыв между сероцветной третьей почвой и отложениями, соответствующими покровскому горизонту, формировавшемуся в климатическую стадию гляциала А.

В кромерских отложениях магнитостратиграфическим репером является только граница Матуяма-Брюнес. Вышележащая толща, относимая к хрону Брюнес, не содержит записей геомагнитных экскурсов. Знание климатической и возрастной характеристики экскурса Лог Красный дает возможность четко установить его положение в отложениях кромера. Экскурс коррелирует с первым похолоданием гляциала В и частично с началом небольшого оптимума этого гляциала, что попадает на временной интервал древнее 0.5 млн. лет и моложе 0.73 млн. лет (рис. 8), по нашим оценкам приблизительно 600 тыс. лет.

Открытие экскурса в кромерских отложениях даст дополнительный четкий геомагнитный репер для расчленения и корреляции этих отложений.

III. В покровных четвертичных осадочных породах разреза Погребя (Молдова) и в пещерных осадочных породах (пещера Треугольная) нами ранее была установлена связь между скалярными магнитными параметрами пород и изменениями климата в период формирования пород (Поспелова и др., 1994). Корреляция наблюдалась не только с крупными климатическими осцилляциями, но и с климатическими стадиями. Основные носители магнитных свойств пород во всех слоях разрезов были одинаковы по составу и структуре магнитных зерен и представлены псевдооднородными зернами магнетита. В изученных разрезах Лога Красного связь между скалярными магнитными параметрами и изменениями климата не

прослежена (рис. 2). Это естественно, т.к. необходимое условие проявления корреляции между скалярными магнитными параметрами и палинозонами – однородность состава и доменной структуры магнитных зерен на протяжении всего разреза. В изученном разрезе меняется как состав, так и величина магнитных зерен (рис. 3).

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Обнаружен и детально изучен экскурс Лог Красный, происходивший приблизительно 600 тыс. лет тому назад. Это первый всесторонне изученный геомагнитный экскурс в раннем плейстоцене. Установлены его характерные черты: обратная полярность, скачкообразный переход от прямой полярности к обратной и от обратной к прямой, пониженная напряженность геомагнитного поля по сравнению с напряженностью в стационарном поле вблизи экскурса, близкая к современной девиация ВГП экскурса от южного географического полюса.

2. Палинологические исследования, выполненные на тех же образцах, что и палеомагнитные, показали, что палеогеографическая обстановка во время формирования пород была неоднородной. Наблюдается 7 оптимумов и 9 похолоданий. Во временной интервал, соответствующий первой половине экскурса существовал холодный климат, на второй его стадии имело место два кратковременных оптимума. Весьма важно, что начало и завершение экскурса происходило при резком изменении климата от межледниковья к экстремуму похолодания и от экстремума похолодания к межледниковью. На основании этого можно предположить, что имеется связь между изменением климата и геомагнитным экскурсом.

3. Сопоставление изменений климата в изученном разрезе Лог Красный с климатической кривой кромера Северной Европы (по В.Х. Загвийну) показывает, что экскурс происходил преимущественно во время первой стадии гляциала В и частично в период его потепления. По возрасту экскурс коррелирует с 16 и частично с 15 стадиями изотопно-кислородной шкалы. Зная временное положение экскурса Лог Красный, можно вести его поиски и использовать в качестве репера для расчленения и корреляции плейстоценовых отложений.

Авторы выражают искреннюю благодарность А.Л. Яншину за поддержку данного направления, Р.В. Красненкову за помощь в организации полевых работ и геологические консультации, Ю.А. Лаврушину и Г.Н. Петровой за ценные критические замечания.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 94-05-17660а).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адаменко О.М., Поспелова Г.А., Гладиллин В.Н. и др. Опорные магнитостратиграфические разрезы антропогенных отложений Закарпатья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 55–73.
- Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 37–49.
- Бреслав С.Л., Валугева М.Н., Величко А.А. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 8–36.
- Гурарий Г.З., Нечаева Т.Б., Трубихин В.М. Регулярные и аномальные изменения геомагнитного поля в эпоху Брюнес // Тонкая структура геомагнитного поля. М.: ИФЗ АН СССР. 1986. С. 52–62.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В. Об обратной намагниченности древнеэвксинских слоев Урекского разреза // Геология (XXVIII Герценовские чтения). Л.: ЛПИ, 1976. С. 31–35.
- Зубаков В.А., Писаревский С.А., Богатина Н.В. Детальное расчленение, стратиграфический объем и возраст карангатского горизонта Причерноморья // ДАН СССР. 1982. Т. 267. № 2. С. 426–429.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И. // Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983. С. 133–139.
- Иосифова Ю.И., Красненков Р.В., Семенов В.В. Короткая – опорный разрез эоплейстоцена // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ РАН, 1992. С. 181–198.
- Красненков Р.В. Предложения по совершенствованию региональной стратиграфической схемы плейстоцена и местной стратиграфической схемы области Донского ледникового языка (нижнеплейстоценовый пояс) // Бюл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Центру и Югу Русской платформы. М.: ЦСП Росгеолфонд, 1992. Вып. 1. С. 166–168.
- Красненков Р.В., Агаджанян А.К., Казанцева Н.Е., Анистратенко В.В. Стратиграфический разрез ильинского горизонта // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М.: ГГП Центр-геология, 1992. С. 97–122.
- Красненков Р.В., Семенов В.В., Казанцева Н.Е., Шепетнов В.Е. О положении палеомагнитной инверсии Брюнес-Матуяма в субаэральной формации Европейской России // Бюл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. М.: ЦСП Росгеолфонд, 1993. Вып. II. С. 138–143.
- Куликова Л.С., Поспелова Г.А. Кратковременная инверсия геомагнитного поля 42–40 тыс. лет тому назад // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 6. С. 52–64.
- Лазаренко А.А., Болховская Н.С., Семенов В.В. Опыт дробного стратиграфического расчленения лесовой формации притащкентского района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 53–67.
- Петрова Г.Н., Нечаева Т.Б., Поспелова Г.А. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. М.: Наука, 1992. 175 с.
- Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М. Опорный магнитобиостратиграфический разрез неоген-четвертичных отложений Юга Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 9. С. 19–32.
- Поспелова Г.А., Панычев В.А., Шмырева З.Л. Палеомагнитное и радиометрическое доказательство экскурса Моно на осадочных породах юга Западной Сибири // Тонкая структура геомагнитного поля. М.: ИФЗ АН СССР, 1986. С. 63–72.
- Поспелова Г.А., Левковская Г.М. Отражение климатических изменений в магнитной восприимчивости осадочных пород // Докл. АН. 1994. Т. 334. № 2. С. 222–227.
- Поспелова Г.А., Семенов В.В., Шаронова З.В., Мионов Т.В. Раннеплейстоценовый экскурс геомагнитного поля в субаэральных отложениях Верхнего Дона // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 1. С. 106–110.
- Решения II Межведомственного совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы, Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 156 с.
- Семенов В.В. Экскурсы геомагнитного поля хрона Брюнес в плейстоценовых отложениях центральных районов России // Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Тез. докладов. М.: РАН, 1994. С. 215.
- Семенов В.В. Палеомагнетизм и стратиграфическая корреляция лёссовых толщ Средней Азии и центральных районов Европейской части СССР. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1990. 21 с.
- Стратиграфия СССР, четвертичная система, 1 полутом. М.: Недра, 1982. 447 с.
- Третьяк А.Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: Наукова думка, 1983. 253 с.
- Фотиади Э.Э., Поспелова Г.А. О некоторых особенностях колебаний геомагнитного поля в последние 700 000 лет // ДАН СССР. 1982. Т. 267. № 2. С. 322–326.
- Braginsky S.I. Short – period geomagnetic secular variation // Geophys. Astrophys. Fluid dynamics. 1984. V. 30. P. 1–78.
- Bucha V., Sibrava V. On the correlation of quaternary stratigraphy stages in the Northern Hemisphere // Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Prague, INQUA. 1977. P. 91–101.
- Champion D.E., Dalrymple G.B., Kuntz M.A. Radiometric and paleomagnetic evidence for the Emperor reversed polarity event at  $0.46 \pm 0.05$  m.y. in basalt lava flow from the eastern Snake river plain, Idaho // Geophys. Res. Lett. 1981. V. 8. № 10. P. 1055–1068.
- Nami H.G. Holocene geomagnetic excursion at Mylodon Cave, Ultima Esperanza, Chili // J. Geomag. Geoelectr. 1995. V. 47. P. 1325–1332.
- Ryan W.B.F. Stratigraphy of late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean // The Mediterranean Sea, 1972. P. 149–169.
- Pospelova G.A. Excursions of the Brunhes chron as the base of magnetochronostratigraphical scale for the Quaternary: (Review of soviet authors data) // Geomagnetism in Quaternary. Potsdam, 1990. P. 49–80.
- Rampino M. Possible relationships between changes in global ice volume geomagnetic excursions and the eccentricity of the Earth's orbit // Geology. 1979. V. 7. № 12. P. 584–587.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation // Nature. 1977. V. 270. № 5634. P. 216–219.
- Zagwijn W.H. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geol. Mijnbouw. 1985. V. 64. P. 17–24.

Рецензент Г.З. Гурарий

УДК 551.465:551.791

## ЭКСКУРС ГЁТЕБОРГ В ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 1998 г. [Е. Л. Демиденко], С. С. Фаустов, С. Д. Николаев

Московский государственный университет, 119899 Москва, Университетская площадь, 1, Россия

Поступила в редакцию 17.01.96 г.

Исследовано 12 колонок позднеплейстоцен-голоценовых отложений, отобранных прямооточными трубками на материковом склоне и в глубоководной части Черного моря на полигоне Адлер–Туапсе. В четырех из них в новозвксинских отложениях выявлены палеомагнитные аномалии, приуроченные к основанию пачки гидротроилитовых прослоев<sup>1</sup> и обусловленные, вероятно, экскурсом Гётеборг. Сопоставление с результатами аналогичных исследований в западной части Черного моря, где ранее был установлен экскурс Гётеборг, позволило обосновать стратиграфическую одновозрастность гидротроилитового горизонта в восточной и западной частях Черного моря и подтвердить представления авторов об особенностях палеогеографического развития Черноморского бассейна в позднеплейстоцен-голоценовое время.

**Ключевые слова.** Черное море, плейстоцен, палеогеография, палеомагнетизм, экскурс Гётеборг.

### СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Несмотря на большое количество работ, посвященных экскурсам геомагнитного поля, многие аспекты этого палеомагнитного явления остаются неясными. Так, в частности, до последнего времени остается дискуссионным вопрос, имеют ли экскурсии глобальный или региональный характер? Ответ на него, помимо проблем истории и теории геомагнитного поля, весьма важен и в прикладном плане: могут ли экскурсии использоваться для межрегиональных (глобальных) стратиграфических и палеогеографических корреляций, или же их корреляционное значение ограничено. Большинство исследователей, и в первую очередь те из них, кто занимался обобщением данных по экскурсам, считают, приводя при этом серьезные аргументы, что экскурсии имеют глобальный характер.

Так, например, статистическая обработка опубликованных данных по 105 разрезам из разных точек Земли, выполненная Г.А. Поспеловой для интервала времени 20–6 тыс. лет назад, выявила на гистограмме один острый максимум в интервале 11–13,5 тыс. лет назад, что дало основание считать экскурс Гётеборг реальным и глобальным палеомагнитным событием (Поспелова, 1989). Как известно, возраст экскурса Гётеборг определяется Мёрнером (Möner, 1977), впервые его установившим, в диапазоне 13750–12350 лет назад (ранний дриас), причем изменение геомагнитного поля во время экскурса имело нерегулярный

характер, и лишь в течение всего около 200 лет оно претерпело кратковременную инверсию (flip).

В то же время имеются публикации, в которых авторы, проведя целенаправленные исследования, не смогли выявить в указанном интервале времени экскурс Гётеборг. По данным Г.Ф. Загний и В.Г. Бахмутова, в разрезах ленточных глин на территории Карелии и Ленинградской области “в интервале времени от 10000 до 16000 лет не выделяется событие обратной полярности Гётеборг” (Загний, Бахмутов, 1986). Заметим, что разрезы, изученные этими исследователями, расположены относительно недалеко и в близких широтах от стратотипических разрезов Швеции, где впервые был установлен экскурс Гётеборг. Банерджи с соавторами также не смогли выявить экскурс Гётеборг в осадках соответствующего возраста оз. Миннесота (Banerjee et al., 1979).

В связи с этим представляют большой интерес объекты (разрезы) с достаточно высокими (при относительной непрерывности) скоростями осадконакопления, в которых высока вероятность проследить столь кратковременное геомагнитное явление. Одним из таких объектов являются позднекайнозойские донные отложения Черного моря, доступные для изучения при отборе прямооточными трубками, и в которых по имеющимся публикациям выявлен экскурс Гётеборг. Экскурс Гётеборг в осадках Черного моря впервые был отмечен А.Н. Третьяком (Третьяк и др., 1989). Однако в его работе не было четко определено стратиграфическое положение аномально и обратно намагниченных интервалов, обусловленных, по мнению А.Н. Третьяка, экскурсом Гётеборг, что затрудняет однозначную идентификацию выделенного экскурса. Позднее, в работе В.А. Боль-

<sup>1</sup> Под гидротроилитовыми прослоями здесь и в дальнейшем подразумеваются глинистые осадки черного цвета, с содержанием гидротроилита более 0.08%.

шакова и С.Д. Николаева экскурс Гётеборг был установлен при изучении новозвксинских отложений западной халистазы Черного моря (Большаков, Николаев, 1993). Следует отметить, что палеомагнитные данные получены Большаковым и Николаевым на специально подобранных колонках, не несущих сколько-нибудь существенных следов турбидитной деятельности, хорошо стратифицированных, что делает выделение экскурса Гётеборг по двум колонкам ст. 11 и ст. 1 по крайней мере с геологических позиций достоверным.

Стратиграфическое расчленение и корреляция позднелайстоцен-голоценовых отложений Черного моря обычно проводится по различным признакам. Для мелководных районов, где встречается фауна моллюсков, широко используется весьма дробная шкала, предложенная Л.А. Невеской и Е.Н. Невеским еще в начале 60-х годов с подразделением осадков на новозвксинские, буغازские, витязевские, калимитские и джеметинские. Глубоководные отложения из-за сероводородного заражения фауны не содержат и обычно подразделяются по литологическим признакам, согласно схеме А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова конца 30-х годов, на новозвксинские, древнечерноморские и современные слои. Позже (Щербаков и др., 1978) удалось параллелизовать эти две схемы и для глубоководных районов использовать более дробную шкалу, основываясь на литологических характеристиках осадков. Однако литологические критерии стратиграфического расчленения глубоководных осадков удобно использовать в западной части Черного моря. В восточной же части моря литологические признаки выражены не столь четко, как в западной. Так, например, сапропель каламитского времени переходит в сапропелевидные осадки, джеметинские отложения по внешнему виду приближаются к каламитским и т.д. На это накладывается значительно большее влияние турбидитных, склоновых и других гравитационных процессов, осложняющих нормальное осадконакопление. В осадках восточной части выше и роль терригенных компонентов, обусловленная близостью Кавказских гор.

Данных по абсолютному возрасту границ выделенных горизонтов к настоящему моменту накопилось уже более двух сотен. Но из-за большого разброса значений у разных авторов в данной работе мы принимаем свои (Николаев и др., 1980): верхнюю границу новозвксинского горизонта датируем 9 тыс. лет назад, витязевско-буغازских – 7–8 тыс. лет и джеметинских – 3,5 тыс. лет. Возраст подошвы новозвксинского горизонта по Ф.А. Щербакову и др. близок к 17 тыс. лет (Щербаков и др., 1978).

Осадки, не подвергшиеся влиянию гравитационных процессов, большая редкость в Черном море. Оно является классическим примером бассейна с широко развитыми различными формами гравитационных отложений и лавинной седимен-

тации. Большинство колонок черноморских осадков, представленных турбидитами, несут следы склоновых процессов или размыва вплоть до исчезновения целых горизонтов. Все это, конечно, затрудняет стратиграфическое расчленение и корреляцию глубоководных осадков. Применение же методов радиологического датирования, особенно к новозвксинским глубоководным отложениям, практически исключено: неравновесных методов – из-за первоначального смещения изотопных соотношений уран-ториевых рядов, радиоуглеродного – из-за малого содержания органического вещества и большой и главное непостоянной примеси терригенного древнего карбоната.

Перспективным для решения проблем стратиграфии глубоководных отложений Черного моря и палеогеографических корреляций представляется применение палеомагнитного метода – изучение экскурсов геомагнитного поля. Однако отмеченные выше особенности седиментации требуют весьма осторожного подхода к изучению тонкой структуры, в том числе выделению и идентификации экскурсов геомагнитного поля по глубоководным Черноморским отложениям. По нашему мнению, склоновые процессы, как и придонные течения, могут привести к искажению палеомагнитной записи и возникновению аномальных направлений намагниченности, не связанных с изменением геомагнитного поля. С этих позиций представлялось интересным изучить образцы отложений, получаемые из ординарных колонок при геологической съемке, а не только “чистые” от влияния склоновых процессов на специально подобранных колонках.

Таким образом, в задачу исследований вошло решение следующих вопросов.

1. Возможно ли выделение палеомагнитных аномалий, связанных с изменением геомагнитного поля в осадках, накопление которых осложнено склоновыми процессами?

2. Повсеместно ли в Черноморских осадках определяется экскурс геомагнитного поля Гётеборг?

3. Используя изохронный репер – экскурс Гётеборг (если он будет выявлен), сопоставить особенности палеогеографической эволюции Черного моря в его западной и восточной акваториях.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для данных исследований послужили отложения позднелайстоценового и голоценового возрастов, отобранные прямоточными трубками на материковом склоне и в глубоководной части Черного моря в районе Большого Сочи (полигон Адлер–Туапсе) в экспедиционном рейсе НИС “Южморгеология” в октябре 1991 г. Детальные исследования магнитных свойств и палеомаг-

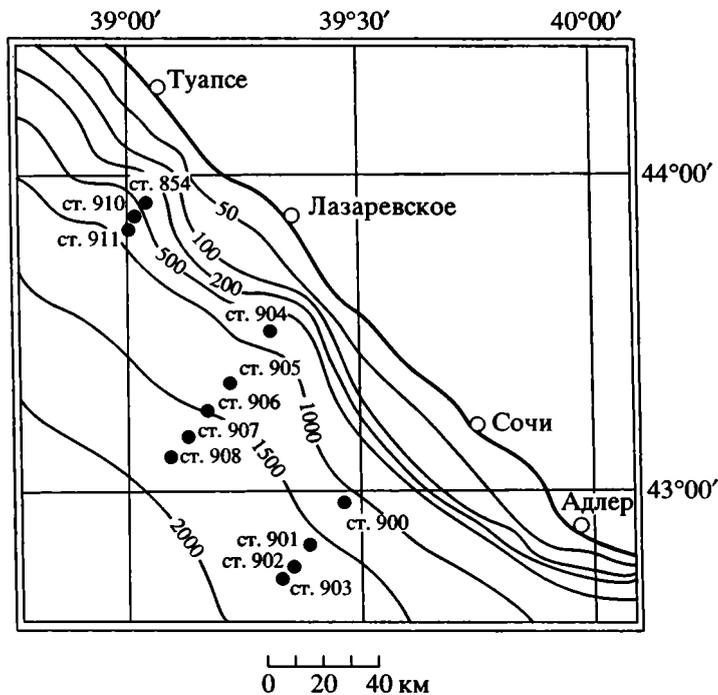


Рис. 1. Схема расположения исследованных станций.

нетизма выполнены на колонках 12 станций, схема расположения которых приведена на рис. 1. Необходимо подчеркнуть, что исследования велись на рядовых колонках, полученных при геологической съемке. Выбор именно этих колонок определялся тем, что в них вскрыты довольно большая мощность позднеплейстоценовых и голоценовых отложений (до 7 м), как нарушенных, так и не нарушенных склоновыми процессами, в которых возможно обнаружение экскурса Гётеборг. Образцы размером  $2 \times 2 \times 2$  см отбирались в полистироловые контейнеры, выдерживающие нагрев до  $t = 95^\circ\text{C}$ . Для всех образцов выполнялась температурно-временная магнитная чистка в пермалловых экранах при  $t = 90^\circ\text{C}$  в течение 24–32 ч. Такой режим температурно-временной чистки в соответствии с работами многих исследователей (Большаков, Фаустов, 1976; Фаустов и др., 1986) достаточен для разрушения вязкой намагниченности, образовавшейся за 15–20 тыс. лет. Аномально намагниченные горизонты, которые мы связываем с экскурсом Гётеборг, выявлены в 4-х колонках, данные по которым представлены на рис. 2–5.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

К сожалению, проблема влияния склоновых и других процессов на ориентировку векторов остаточной намагниченности в глубоководных осадках в настоящее время не изучена. Лишь в работах А. Риса, У. Реда, Ф. Шеппарда (Rees et al.,

1968) и Е. Хэйлвуда (Hailwood, 1978) отмечалось изменение ориентировки векторов остаточной намагниченности под влиянием придонных течений в отложениях подводных каньонов и Бристольского пролива. Нами было показано, что в некоторых континентальных склоновых отложениях направления намагниченности в значительной мере зависят от ориентировки склона и подчиняются влиянию либо дефлюкционного сноса, либо делювиального склонового смыва (Фаустов и др., 1987). В связи с этим нельзя исключить возможное влияние склоновых процессов на ориентировку векторов  $I_n^\circ$  (главным образом на магнитное склонение) и в донных склоновых отложениях. Как известно, удлиненные частицы (а в магнитных частицах с удлинением совпадает их магнитный момент) в склоновых отложениях ориентируются своими большими осями по направлению падения склона (Воскресенский, 1971). Априори можно предположить, что в отложениях мутьевых потоков палеомагнитная запись не должна существенно искажаться, поскольку осаждение материала происходит в спокойной гидродинамической обстановке, после лавинного сброса мутьевого потока. Об этом свидетельствует часто наблюдаемая гранулометрическая дифференциация турбидитов. В то же время дефлюкционное течение грунта, если правомерно переносить изученное на суше явление в условия подводных склонов, может изменять, в зависимости от ориентировки склонов, направление векторов  $I_n$  и, в первую очередь, их склонение, поскольку углы падения

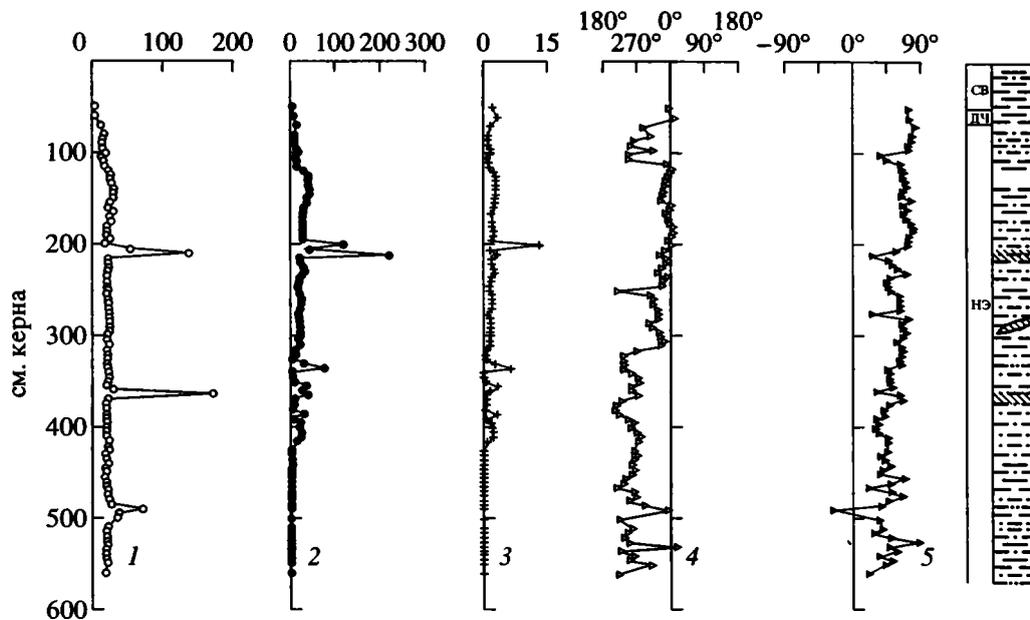


Рис. 2. Палеомагнитная характеристика отложений по колонке ст. 910. Условные обозначения те же, что и на рис. 5.

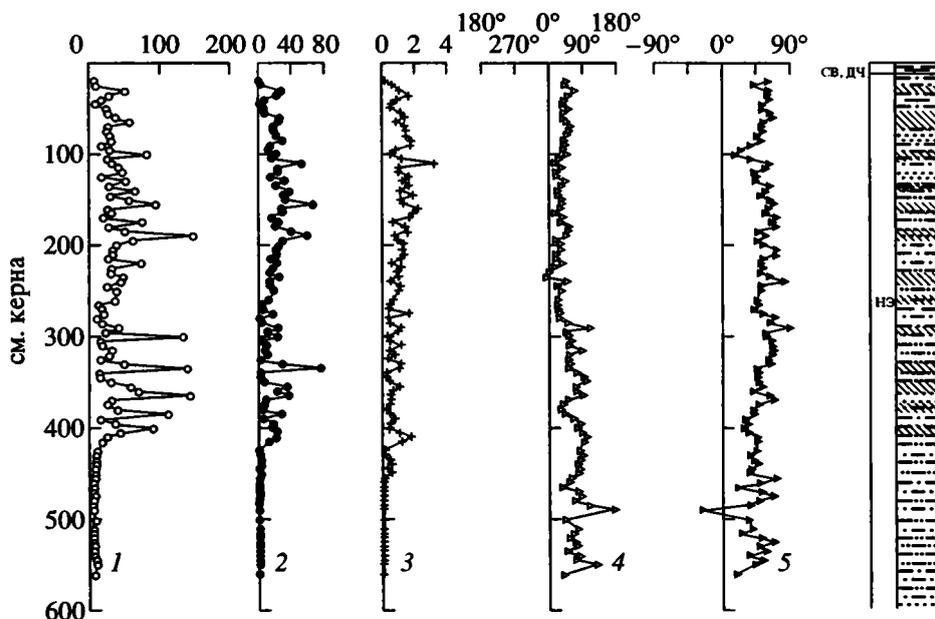


Рис. 3. Палеомагнитная характеристика отложений по колонке ст. 903. Условные обозначения те же, что и на рис. 5.

склонов, при которых уже отмечается дефлюкция грунта, обычно невелики ( $\sim 3^\circ-5^\circ$ ), а углы между направлением падения склона и склонением  $I_p$  могут быть любыми, в том числе и весьма значительными. Именно поэтому палеомагнитная интерпретация anomalно намагниченных горизонтов, особенно в тех случаях, когда отмечается только изменение склонения  $I_p$ , не может быть однозначной и связываться лишь с изменением геомагнитного поля.

Результаты по колонке ст. 910, приведенные на рис. 2, по-видимому, можно рассматривать как иллюстрацию влияния склоновых процессов на склонение векторов  $I_p$ . Как известно, колонки донных отложений при отборе прямоочными трубками не ориентируются по магнитному меридиану. Он является произвольным, но общим для всех образцов колонки, что позволяет регистрировать изменения магнитного склонения по про-

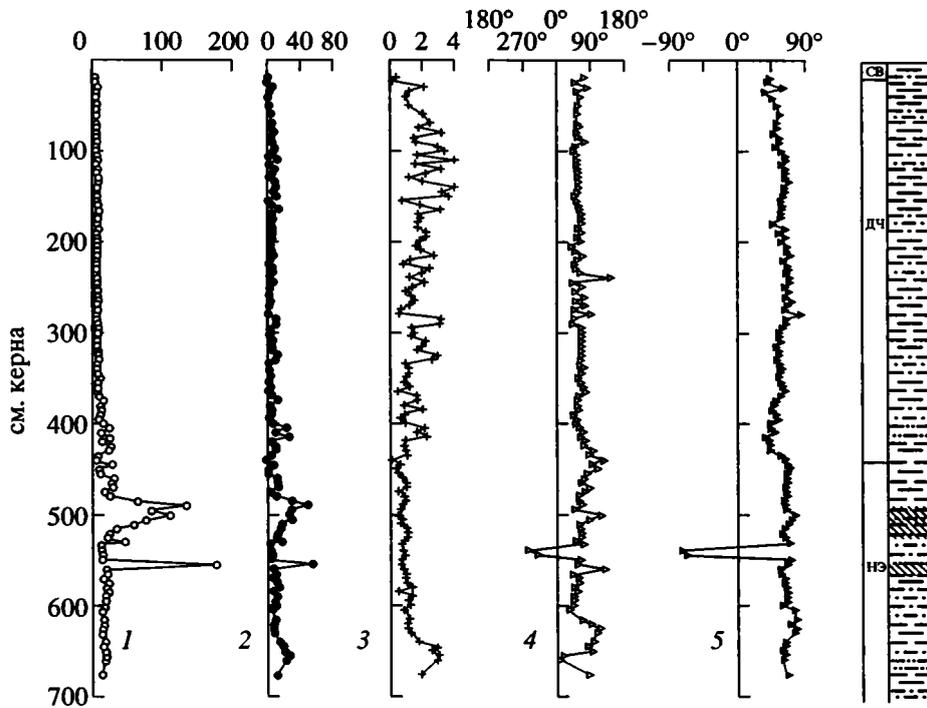


Рис. 4. Палеомагнитная характеристика отложений по колонке ст. 908. Условные обозначения те же, что и на рис. 5.

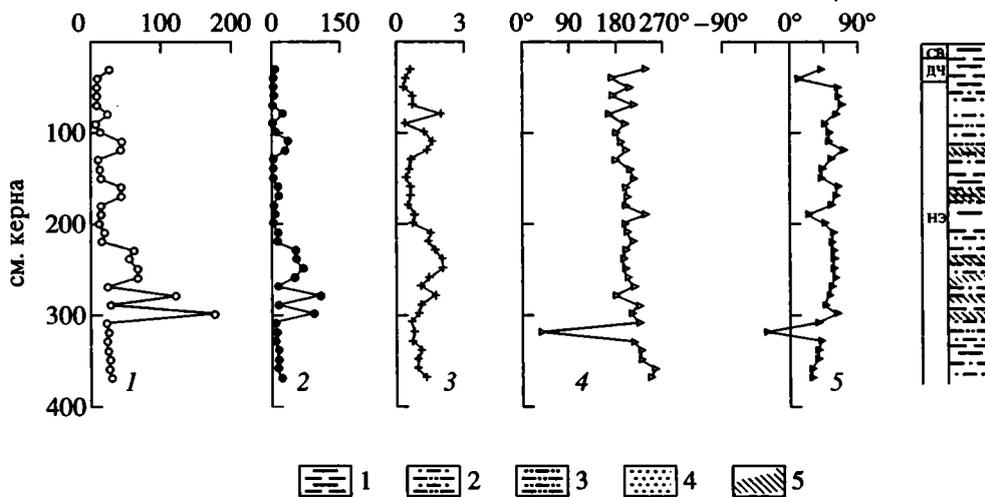


Рис. 5. Палеомагнитная характеристика отложений по колонке ст. 911.

1 – ил пелитовый; 2 – ил алеврито-пелитовый; 3 – ил пелито-алевритовый; 4 – слои с песчаным материалом; 5 – слои, обогащенные гидротроилитом с грейгитом. Цифры у кривых: 1 – изменение магнитной восприимчивости ( $\chi \times 10^{-6}$  СГС) по профилю колонки; 2 – изменение остаточной намагниченности ( $I_n \times 10^{-6}$  СГС) после температурно-временной чистки по профилю колонки; 3 – фактор Q; 4 – склонение вектора  $I_n$  после температурно-временной чистки; 5 – наклонение вектора  $I_n$  после температурно-временной чистки, СВ – современные отложения. ДЧ – древнечерноморские отложения, НЭ – новозовксинские отложения.

филю колонок относительно этого условного меридиана. В тех случаях, когда современные поверхностные отложения в колонке не нарушены, представляется вполне допустимым склонение самых верхних образцов согласовать с направлением современного геомагнитного поля. В этом

случае можно пересчитать склонение векторов  $I_n^\circ$  образцов по всей колонке в реальную современную систему координат. Подобная процедура была проделана нами для колонки ст. 910 (рис. 2), у которой при отборе лучше, чем в других колонках, сохранились ненарушенные современные от-

ложения. На рисунке видно, что большая часть образцов имеет намагниченность, не совпадающую с современным геомагнитным полем. Мы не располагаем точными данными о локальном направлении склона в точке ст. 910, но генеральное направление падения склона юго-западное, близкое к  $225^\circ$ , что хорошо видно на рис. 1. Склонения векторов  $I_n^\circ$  ориентированы преимущественно в западном и северо-западном направлениях и занимают промежуточное положение между направлением современного геомагнитного поля и генеральной ориентировкой склона. Таким образом, создается впечатление, что направления векторов  $I_n^\circ$  в отложениях, вскрытых на ст. 910, сформировались при совместном влиянии геомагнитного поля и склоновых процессов, подобно тому, что мы наблюдали ранее в дефлюкционных суглинках (Фаустов и др., 1987).

Изложенное выше показывает, что однозначно связывать любое аномальное отклонение намагниченности от современного геомагнитного поля с его экскурсами некорректно.

При рассмотрении палеомагнитных данных по изученным колонкам мы связывали с экскурсами лишь те изменения намагниченности, когда наряду с изменением склонения  $D$  наблюдалось существенное изменение угла наклона, вплоть до изменения его знака. При этом учитывались литологические особенности осадков: при явных признаках нарушений осадков гравитационными процессами палеомагнитные аномалии не связывались однозначно с экскурсами геомагнитного поля. В отличие от континентальных разрезов, где иногда можно продублировать слои с аномальной намагниченностью в параллельных разрезах, условия опробования в морских осадках практически не дают такой возможности, что также усложняет интерпретацию полученных результатов.

Анализ числовых магнитных характеристик (магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, термомагнитных параметров и др.) выявил, как и в работе по болгарскому сектору Черного моря (Большакова, Николаев, 1993), их отчетливую связь с генетическими типами отложений, условиями накопления, особенностями палеогеографического развития Черноморского бассейна. Изменение режима Черного моря привело к изменению состава и содержания магнитной фракции, что нашло отражение в изменении числовых магнитных характеристик отложений. В первую очередь, это относится к осадкам, обогащенным гидротроилитом и грейгитом (так называемым гидротроилитовым прослоям), которые выделяются на общем фоне относительно слабомагнитных осадков с  $\chi$  не более  $30 \times 10^{-6}$  СГС резко повышенными ее значениями до  $200 \times 10^{-6}$  СГС (рис. 2–5). Величина  $I_n$  тесно связана с  $\chi$  и, следо-

вательно, также определяется преимущественно концентрацией и составом магнитной фракции. Коэффициент корреляции  $K$ , показывающий связь величин  $\chi$  и  $I_n$ , составляет по колонкам ст. 908 = 0.86, ст. 911 = 0.90, ст. 902 = 0.76, ст. 903 = 0.78, ст. 906 = 0.83.

Величина первичной намагниченности  $I_n^\circ$  (стабильной части  $I_n$  после термочистки), в целом, также зависит от магнитной восприимчивости, хотя при детальном рассмотрении выявляется ее более сложное распределение. Примером, подтверждающим сказанное являются отложения на ст. 910 (рис. 2). При относительно однородной восприимчивости в пределах  $20\text{--}30 \times 10^{-6}$  (если исключить экстремальные значения, связанные с гидротроилитовыми прослоями), величины первичной намагниченности меняются весьма заметно. Так, в интервале 50–415 см среднее значение  $I_n^\circ$  близко к  $24 \times 10^{-6}$  СГС, а начиная с глубины 415 см и до основания колонки  $I_n^\circ$  резко снижается и составляет  $0.1\text{--}0.5 \times 10^{-6}$  СГС.

Термомагнитные исследования, выполненные по нашим образцам В.А. Большаковым, показали, что в осадках с высокой магнитной восприимчивостью (прослоях, обогащенных гидротроилитом и грейгитом) носителями намагниченности наряду с магнетитом<sup>2</sup> являются минералы с блокирующими температурами от 330 до 360°C, что, вероятнее всего, соответствует грейгиту. Разновидности пирротина с подобными характеристиками имеют высокотемпературное происхождение. Они должны были бы быть терригенными и при неизменности источников сноса распространяться по всему профилю колонок, а не выборочно, приуроченно лишь к гидротроилитовым прослоям. В специальных исследованиях И.И. Волкова (Волков, 1984) из сульфидов железа в черноморских осадках отмечены только пирит, гидротроилит и грейгит, причем грейгит характерен для гидротроилитовых прослоев как аутигенный минерал. Пирротин в черноморских осадках не установлен.

Распределение магнитной восприимчивости хорошо согласуется с особенностями сульфидной минерализации. В осадках с максимумами  $\chi$  сульфиды железа представлены гидротроилитом и грейгитом, с минимумами  $\chi$  — пиритом. В таблице приведены данные по колонке ст. 903 о содержании различных химических форм железа, заимствованные из диссертационной работы Лю Лей (Лю Лей, 1993), в сопоставлении с магнитной восприимчивостью, хорошо иллюстрирующие отмеченную выше особенность. Из таблицы следует хорошая прямая корреляция  $\chi$  с содержанием моносульфидного железа и обратная корреляция с

<sup>2</sup> Магнетит отмечен В.А. Большаковым во всех исследованных образцах, как содержащих, так и не содержащих грейгит и гидротроилит.

Зависимость магнитной восприимчивости от содержания форм железа в донных отложениях Черного моря по колонке ст. 903

Глубина, см.	Содержание FeS	Содержание FeS <sub>2</sub>	Содержание Fe реакционноспособного	Содержание Fe валового	$\chi \times 10^{-6}$ СГС
в % в пересчете на сухое вещество					
0–10	Следы	1.22	2.05	5.64	7.1
10–20	Следы	0.92	2.07	3.29	7.1
53–55	0.20	0.70	1.99	–	26.0
66–68	0.21	0.10	2.05	5.19	58.0
92–95	Нет	0.05	1.51	4.69	17.5
152–155	1.18	0.05	2.11	–	96.5
155–160	0.04	0.06	1.50	3.90	26.6
236–240	0.54	Следы	1.40	5.36	48.9
337–342	0.42	0.04	1.57	5.19	143.8
370–375	0.05	0.13	1.45	–	30.0
425–430	Следы	1.63	2.68	5.24	10.0
460–465	Следы	0.86	1.76	5.14	5.8
505–510	Следы	1.26	2.23	5.14	4.8
560–565	Следы	1.26	2.23	5.14	7.0

Примечание. Серым цветом в таблице выделены гидротроилит-грейгитовые прослои.

дисульфидным железом, а также отсутствие связи с содержанием других его форм. Учитывая, что сильный ферромагнетик – моносульфид железа грейгит сопутствует парамагнитному гидротроилиту, высокие значения  $\chi$  определяются именно грейгитом.

Палеомагнитная стабильность отложений весьма различна. Мера палеомагнитной стабильности  $S$ , представляющая собой отношение модуля первичной намагниченности к сумме модулей первичной и вторичной намагниченностей (Храмов, Шолпо, 1967), варьирует в пределах 0.1–0.95. При определении меры стабильности первичная намагниченность рассчитывалась по результатам температурно-временной чистки. Мера стабильности не зависит от типа отложений. Можно выделить две литолого-магнитные группы отложений: с магнитной восприимчивостью более  $30 \times 10^{-6}$  СГС (гидротроилитовые прослои с грейгитом) и с магнитной восприимчивостью менее  $30 \times 10^{-6}$  СГС – отложения, практически не содержащие грейгита. На рис. 6 показана зависимость меры стабильности  $S$  отложений от их магнитной восприимчивости для колонок ст. 903 и ст. 911. Как видно, мера стабильности  $S$  не имеет закономерной связи с  $\chi$  и, следовательно, с литологией отложений. Можно лишь отметить, что у отложений с  $\chi$  менее  $30 \times 10^{-6}$  СГС значительна доля образцов с величиной  $S$  менее 0.5. Эти результаты не согласуются с данными А.Н. Третьяка, в работе которого отмечается, что доля вязкой намагниченности не превышает 10–20% (Третьяк и др., 1989, с. 77) и,

следовательно, мера стабильности должна быть не ниже 0.8.

Весьма интересны данные о распределении по профилям колонок фактора  $Q_p$ . Диапазон его изменения весьма широк: от 0.1 до 12 ед. При этом высокие значения факторов  $Q_p$  (более 2) свойственны гидротроилитовым прослоям (рис. 2–5). Обычно высокие значения фактора  $Q_p$  в осадочных породах связываются с их химической намагниченностью. Поскольку грейгит в осадках Черного моря имеет аутигенное происхождение, высокие значения фактора  $Q_p$  гидротроилитовых прослоев хорошо объяснимы. Повышенные значения фактора  $Q_p$  имеют древнечерноморские отложения (рис. 4), которые формировались уже в условиях устойчивого сероводородного заражения Черного моря и в них вероятно большая доля химической намагниченности.

Палеомагнитные данные по колонкам весьма специфичны. Магнитное склонение  $D$  претерпевает по профилю колонок значительные колебания, амплитуда которых часто составляет  $60^\circ$  и более, что превышает амплитуду вековых вариаций и, очевидно, не отражает изменений геомагнитного поля. Мы затрудняемся объяснить столь значительные колебания склонения  $Ip$ . Возможно они обусловлены влиянием склоновых процессов, придонных течений и т.п., о чем говорилось выше. Наклонение векторов  $Ip^\circ$  в меньшей мере подвержено влиянию склоновых и других гравитационных процессов и лучше отражает изменения геомагнитного поля, хотя и оно в целом суще-

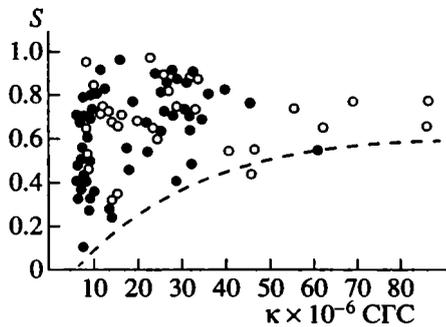


Рис. 6. Зависимость меры палеомагнитной стабильности  $S$  отложений от их магнитной восприимчивости. Светлые кружки – ст. 911, залитые – ст. 903.

ственно занижено по сравнению с расчетным наклонением современного геомагнитного поля в окрестностях полигона, равным  $63^\circ$ . При этом почти во всех колонках наблюдается заметное уменьшение по профилю колонки угла наклонения с глубиной, что обычно объясняется уплотнением осадков и связанным с этим выполаживанием векторов  $I_n$ . На рис. 7 хорошо видно, что в колонках ст. 903 и 911 наклонение от поверхности к основанию колонок постепенно понижается на  $20^\circ$ , а на ст. 910 почти на  $40^\circ$ . Исключение составляет колонка ст. 908, где наклонение от поверхности до интервала 445 см понижается всего лишь на  $10^\circ$ , но в интервале 445 см и до основания колонки среднее значение  $J = 64^\circ$  больше, чем в вышележащих отложениях, и близко к его теоретическому значению. Столь значительное понижение наклона с глубиной, особенно в колонке ст. 910, косвенно свидетельствует о том, что магнитные частицы имеют удлиненную форму (либо соединены в цепочки) и поэтому могли быть подвержены влиянию склоновых процессов, придонных течений и т.п.

В колонках ст. 903, 908, 910 и 911 выделяются интервалы с аномальной намагниченностью отложений, где наблюдается согласованное изменение склонения и наклона векторов  $I_n$ . Так, в колонке ст. 903 (рис. 3) на глубине 490 см наблюдается инверсия наклона ( $j = -28^\circ$ ), сопровождаемая  $130^\circ$  изменением склонения. В колонке ст. 908 (рис. 4) образцы с уровнями 540 и 545 см имеют отрицательные углы наклона:  $-74^\circ$  и  $-67^\circ$  соответственно. При этом склонение по сравнению с выше и ниже лежащими образцами изменяется на  $140$ – $130^\circ$ . В колонке ст. 911 (рис. 5) на уровне 320 см инверсия наклона сопровождается почти  $180^\circ$  изменением  $D$ , а в колонке ст. 910 (рис. 2) от ее основания и до интервала 480 см наблюдаются значительные нерегулярные колебания склонения и наклона  $I_n$ , причем у образца с уровня 490 см отмечается инверсия наклона ( $j = -28^\circ$ ).

Таким образом, в колонках ст. 903, 910 и 911 мы наблюдаем аномальные, близкие к инверсиям изменения векторов остаточной намагниченности. Следует обратить внимание на то, что аномально намагниченные интервалы лежат вне гидротроилитовых прослоев, т.е. связаны с осадками, не имеющими новообразованных аутигенных магнитных минералов и, вероятно, не несущими химической намагниченности. Все это дает основание объяснить отмеченные аномалии геофизической причиной – экскурсом геомагнитного поля. Во всех четырех колонках отмеченные аномально намагниченные уровни приурочены к новозвксинским отложениям, а с учетом возрастного диапазона новозвксина наиболее вероятно связывать их с экскурсом Гётеборг.

В других колонках (ст. 902, 854) в новозвксинских отложениях были отмечены аномалии склонения, но без существенных изменений наклона. С учетом вышеизложенного, мы сочли неправомерным связывать их с экскурсом геомагнитного поля, хотя исключить совсем возможность такой интерпретации также нет оснований.

Представляется интересным сопоставить положение выделенного экскурса с гидротроилитовым горизонтом, связанным с одним из наиболее ярких палеогеографических событий – началом постоянного поступления средиземноморских вод в Черное море, принципиально изменившего его режим (Стрижов и др., 1990). Такое сопоставление интересно по двум взаимосвязанным обстоятельствам. С одной стороны, учитывая вероятную изохронность экскурса, можно будет судить об одновозрастности (или разновозрастности) слоев, обогащенных гидротроилитом в западной и восточной частях Черного моря. С другой стороны, можно более точно определить стратиграфическое и хронологическое положение экскурса, поскольку время прорыва средиземноморских вод достаточно достоверно определено в 13 тыс. лет.

К сожалению, в работе А.Н. Третьяка (Третьяк и др., 1989) гидротроилитовый горизонт в колонках не отмечен, и это одна из причин, вызывающих сомнение в правильности стратиграфической и палеомагнитной интерпретации полученных им результатов.

В западной части Черного моря экскурс фиксируется (Большаков, Николаев, 1993) в непосредственной близости к основанию гидротроилитового горизонта.

В исследованных нами колонках положение экскурса из-за сложного строения гидротроилитового горизонта менее определено, но в колонках 903, 908, 910, 911 он также лежит, как видно на приведенных рисунках 2–5, в подошве или в нижней части отложений, содержащих гидротроилитовые прослои.

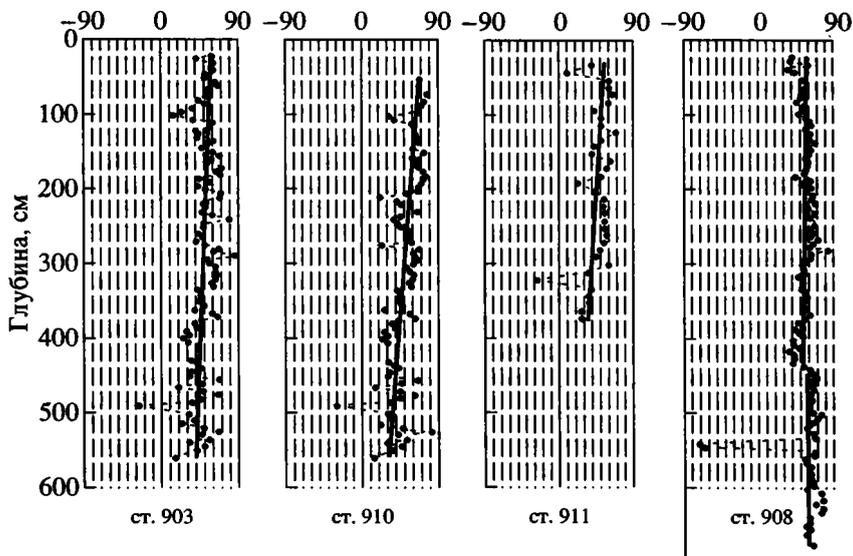


Рис. 7. Изменение наклона векторов  $I_n$  с глубиной в колонках ст. 903, 908, 910, 911.

Приуроченность экскурса Гётеборг к основанию гидротроилитового горизонта, свидетельствующая о его одновозрастности в западной и восточной частях Черного моря, поддерживает наши представления о палеогеографическом развитии Черноморского бассейна, причинах и механизме формирования гидротроилитового горизонта в осадках (Стрижов и др., 1990). Так, в частности, судя по составу фауны, Черное море в новозэксинское время не было совершенно пресным, его соленость составляла 2–3‰. Изменение видового состава моллюсков свидетельствует о начале осолонения на рубеже новозэксинского и бугазского времени, и к началу джеметинского море приняло его современный облик. Отсюда временем прорыва средиземноморских вод считалась граница новозэксинского и бугазского времени.

Вариации изотопного состава серы, углерода и кислорода в донных отложениях (Стрижов и др., 1990) позволяют уточнить эту картину. Первое кратковременное поступление средиземноморских вод в конце позднего плейстоцена произошло около 15 тыс. лет назад. Оно оставило четкую метку в донных осадках по крайней мере западной халистазы в виде увеличения содержания химических форм серы (сульфатной, пиритной и моносulfидной) с соответствующим изменением их изотопного состава. Но вскоре это поступление прекратилось, длительность “впрыска” составила первые сотни лет. Приблизительно около 13 тыс. лет назад поступление средиземноморских вод возобновилось и уже не прекращалось до настоящего времени. Первоначально объем поступающей воды был невелик, но в результате его стала развиваться сульфат-редуцирующая деятельность микроорганизмов, приведшая к форми-

рованию гидротроилитового горизонта. В конце новозэксинского времени характер сульфат-редуцирующих процессов изменился и постепенно принял современный облик, а в каламитское время возникло сероводородное заражение водной толщи, характерное для современного бассейна. Сульфат-редуцирующие процессы способствовали аутигенному, почти синхронному с осадконакоплением, образованию сульфидов железа и возникновению резко восстановительных условий.

Такая позиция авторов вынуждает признать приблизительно одновозрастность возникновения гидротроилитового горизонта по всей акватории Черного моря, что и подтверждают полученные палеомагнитные данные.

Трансгрессия моря в новозэксинское время привела в результате выработки равновесного профиля в мелководной зоне к существенной активизации гравитационных потоков, в первую очередь турбидитных, усилению лавинной седиментации за счет усиленной поставки рыхлого материала с вновь затопляемого шельфа. В восточной части моря, окруженной Кавказскими горами, этот процесс был более интенсивным, чем в западной. Вероятно, с этим следует связывать тот факт, что в западной части прослеживается один мощный гидротроилитовый горизонт, а в восточной он, как правило, разбит на множество более мелких, скорее всего за счет интенсивнейшей поставки материала из окисленной зоны. Соответственно, происходило и переотложение материала, возможно, неоднократное. Тем не менее, в восточной части гидротроилитовый горизонт вне зависимости от того, представляет ли он единый горизонт, или серию слоев, обогащенных гидротроилитом, должен быть одновозрастным

или незначительно моложе аналогичных отложений западной части моря, что отчасти подтверждается его соотношением с экскурсом Гётеборг, отмеченным выше.

## ВЫВОДЫ

Результаты настоящих исследований и опубликованные данные показывают, что в позднелейстоценовых отложениях Черного моря выделяется палеомагнитная аномалия, имеющая наиболее вероятно геофизическую природу. Приуроченность к новоэвксинским отложениям дает основание связывать ее с экскурсом геомагнитного поля Гётеборг. Как в западной, так и в восточной частях Черного моря экскурс Гётеборг стратиграфически приурочен к основанию маркирующего гидротроилитового горизонта, что подтверждает наши представления о практически одновременном образовании гидротроилитовых прослоев по всей акватории Черного моря.

Авторы благодарны руководству ПО «Южморгеология» за предоставленную возможность участия в экспедиционных работах и проф. И.И. Волкову за консультации в рейсе и при обработке материалов в процессе выполнения работы.

Настоящая работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 94-05-17738а.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаков В.А., Николаев С.Д.* Магнитные свойства и палеомагнетизм осадков западного сектора Черного моря с связи с условиями седиментации в позднем плейстоцене и голоцене // *Океанология*. М.: Наука, 1993. Т. 33. № 5. С. 771–777.
- Большаков В.А., Фаустов С.С.* О температурной магнитной чистке // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1976. № 3. С. 116–120.
- Волков И.Н.* Геохимия серы в осадках океана // М.: Наука, 1984. 272 с.
- Воскресенский С.С.* Динамическая геоморфология. Формирование склонов. // М.: Изд-во МГУ, 1971. 244 с.
- Загний Г.Ф., Бахмутов В.Г.* Палеоэвксинские вариации геомагнитного поля Северо-Запада Европейской части СССР по озерно-ледниковым отложениям // III Всесоюзный съезд по геомагнетизму. Научный совет по геомагнетизму АН СССР. Тезисы докладов. Киев: Изд-во АН УССР, 1986. С. 118–119.

*Лю Лей.* Соединения серы и их изотопный состав в осадках шельфа и склона Кавказского побережья Черного моря // Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Институт океанологии РАН, 1993. 97 с.

*Николаев С.Д., Куприн П.Н., Дмитриев П.С. и др.* Скорость осадконакопления и абсолютный возраст голоценовых отложений Черного моря // *Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря*. София: Изд-во АН НРБ, 1980. С. 223–229.

*Поспелова Г.А.* Экскурсы – магнито-стратиграфические реперы в четвертичных отложениях // *Четвертичный период. Стратиграфия*. М.: Наука, 1989. С. 196–204.

*Стрижов В.П., Николаев С.Д., Гурина Н.Г.* Некоторые аспекты палеогеографического развития Азово-Черноморского бассейна в позднем плейстоцене и голоцене по вариациям изотопного состава химических форм серы // *Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время*. София: Изд-во АН НРБ, 1990. С. 594–609.

*Третьяк А.Н., Вигилянская Л.И., Макаренко В.Н., Дудкин В.П.* Тонкая структура геомагнитного поля в позднем кайнозое // Киев: Наукова думка, 1989. 195 с.

*Фаустов С.С., Большаков В.А., Вирина Е.И., Демиденко Е.Л.* Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена // *Итоги науки и техники. Палеогеография*. Т. 3. М.: ВИНТИ АН СССР. 1986. 195 с.

*Фаустов С.С., Вирина Е.И., Большаков В.А.* Искажения, вносимые природными процессами в палеомагнитную запись // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1987. № 2. С. 102–105.

*Храмов А.Н., Шолто Л.Е.* Палеомагнетизм // Ленинград: Недра, 1967. 252 с.

*Щербатов Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. и др.* Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря // М.: Наука, 1978. 212 с.

*Banerjee S., Lund S., Levi S.* Geomagnetic record in Minnesota lake sediments – absence of Gothenburg and Erieau excursion // *Geology*. № 7. 1979. P. 588–591.

*Hailwood E.A.* Geomagnetic field pseudo secular variation in recent sediments from the Bristol channel // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. V. 53. № 1. P. 157.

*Morner N.A.* The Gothenburg magnetic excursion // *Quaternary Res.* 1977. V. 7. № 3. P. 413–427.

*Rees A.J., Rad U., Shepard F.R.* Magnetic fabric of sediments from the la Jolla submarine canyon and fan, California. // *Marine Geology*. 1968. V. 6. № 2. P. 145–178.

Рецензенты Г.З. Гурарий, М.Н. Алексеев

УДК 551.89 (470.4)

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СТРАТИГРАФИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНОВ СРЕДНЕЙ ВОЛГИ, НИЖНЕЙ КАМЫ

© 1998 г. Н. И. Глушанкова

*Московский государственный университет 119899 Москва, Университетская площадь, 1, Россия*

Поступила в редакцию 15.12.95 г.

В результате комплексного исследования серии опорных разрезов, впервые выделенных в Среднем Поволжье, установлены и охарактеризованы новейшие отложения, отвечающие ныне известным климатолитам раннего, среднего и позднего плейстоцена. В четвертичной истории бассейнов Средней Волги и Нижней Камы с помощью литолого-геохимического, палеопедологического, палеонтологического методов выявлено тринадцать палеогеографических этапов: семь межледниковых и межстадиальных (ильинского (ранне-позднеильинского) – Cromer II, III; мучкапского = беловежского = Cromer IV; лихвинского s. str = инжавинского = Holstein; каменского, роменского, микулинского = Еем, брянского, голоценового), шести разделяющих их ледниковых (донского, окского, борисоглебского, орчического, днепровского, валдайского). Дано ритмоклиматическое обоснование стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений; выполнена корреляция изученных толщ; реконструирована эволюция почвенного покрова и природно-климатических условий восточноевропейского региона России в плейстоцене.

**Ключевые слова.** Новейшие отложения, лёссово-почвенная формация, палеопочвы, стратиграфия, палеогеография, корреляция, фауна мелких млекопитающих.

На современном этапе среди проблем четвертичной геологии по-прежнему актуальной остается задача всестороннего изучения новейших отложений в целях палеогеографического обоснования детальных стратиграфических схем плейстоцена, широко используемых в геолого-съёмочных и поисковых работах. Проведенное в последнее десятилетие комплексное изучение вновь выявленных опорных разрезов плейстоцена в ледниковой и перигляциальной областях Среднего Поволжья: на левобережье Волги, в низовьях Оки, Камы (разрезы Тиганы, Заплатино, Павлово, Варез, Бармино, Горodeц, Рыбная Слобода, Татарская Чышма, Речное-Остолопово, Коминтерн и др.), по Сура (Чирково, Кученяево, Кивать и др.), Свяге (Аттиково, Апастово), Теше (Березовка), Пьяне (Дубенское), Юнге (Еласы), Сундовику (Шахманово, Баранниково и др.), Ветлуге (Красные Баки) и др. (рис. 1) позволило собрать, проанализировать и обобщить новый фактический материал и в соответствии с ним рассмотреть особенности геологического строения плейстоценового покрова, провести палеогеографические реконструкции, выполнить поэтапный сравнительный анализ главных компонентов природной среды, сделать выводы по некоторым вопросам стратиграфии, условиям формирования новейших отложений, а также истории палеогеографического развития исследованной территории.

Анализ геологической изученности Среднего Поволжья показывает, что наименее разработанной и до сего времени дискуссионной является стратиграфия субэаральных образований и пале-

онтологическое обоснование субкавалльных отложений. Между тем именно лёссово-почвенная формация, широко распространенная на указанной территории, в силу своей климато-седиментационной природы несет в себе подробную информацию о последовательности палеогеографических событий за период более одного миллиона лет, в том числе смене теплых межледниковых и ледниковых эпох, чередования обстановок интенсивного педогенеза и лёссонакопления, отражающих основную закономерность развития природы в плейстоцене (Марков, Величко, 1967; Величко, 1973 и др.). В сочетании с находками микротиериофауны она является наиболее важной в деле изучения новейших отложений, их стратиграфии, ближней и дальней корреляции основных горизонтов и палеогеографических событий. Значимость ископаемых почв для четвертичной климатостратиграфии подчеркивалась Е.В. Шанцером (1935), а А.И. Москвитин (1958, 1965) широко использовал палеопочвы для расчленения склоновых отложений в бассейне Средней Волги.

В основу стратиграфо-хронологического расчленения субэаральных отложений были положены: установленные естественно-исторические этапы развития лёссово-почвенной формации, выявленный комплекс диагностических показателей, типологическое своеобразие и генетическая неповторимость почвенных горизонтов, являющихся главными маркирующими реперами отдельных геохронологических этапов плейстоцена. Выявленное своеобразие позволило уверенно распознавать разновозрастные ископаемые почвы и

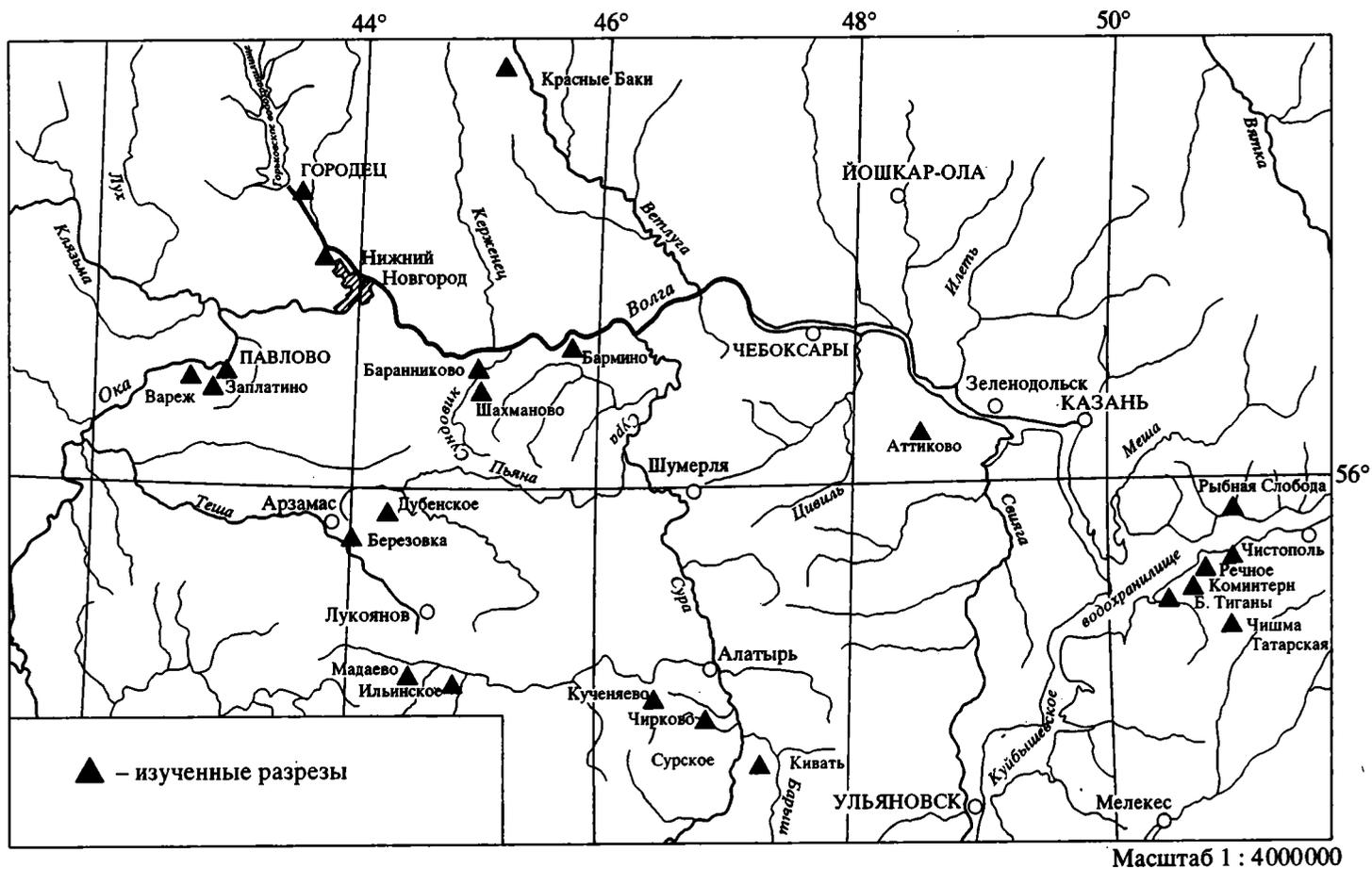


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов новейших отложений в бассейнах Средней Волги и Нижней Камы.

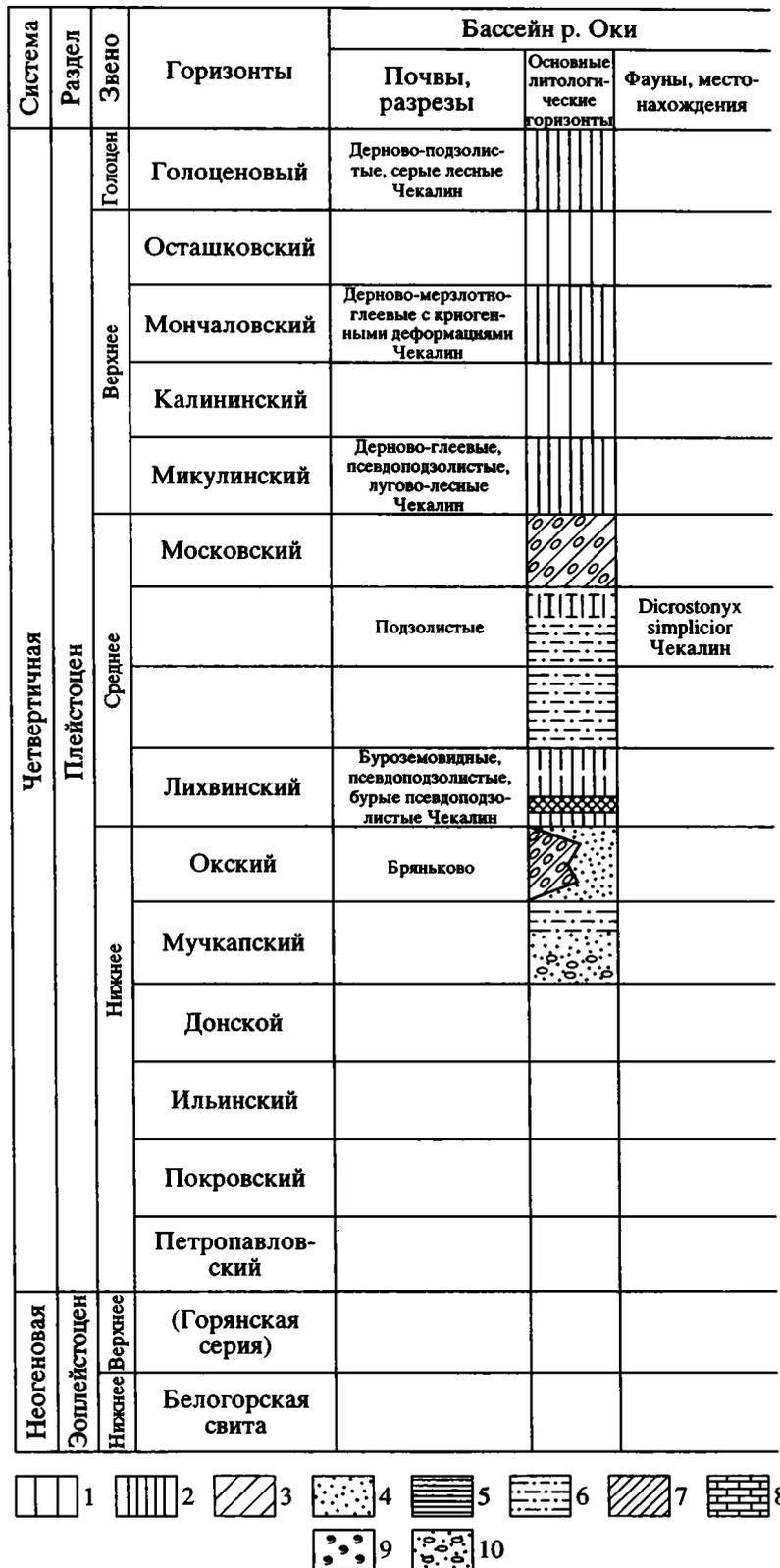


Рис. 2. Стратиграфия и корреляция новейших отложений Центра и востока Русской равнины.

1 – современные и ископаемые почвы; 2 – лёссовидный суглинок; 3 – морена; 4 – песок; 5 – глина; 6 – алевролит; 7 – гит-тия; 8 – известняк; 9 – раковины моллюсков; 10 – галечник.

Система	Раздел	Звено	Горизонты	Бассейн р. Дон		
				Почвы, разрезы	Основные литологические горизонты	Фауны, местонахождения
Четвертичная	Плейстоцен	Верхнее	Голоценовый	Серые лесные, черноземы южные, обыкновенные		
			Осташковский			
			Мончаловский	Палео-мерзлотные иллювиально-карбонатные		
			Калининский			
		Микулинский	Дерново-черноземные, лугово-черноземные, черноземовидные, псевдоподзолистые, черноземно-бурые (без признаков лёссаважа) Коростелево Коротояк, Урыв		Pitymus, Microtus, Mimomys Урыв-4	
		Среднее	Московский			
			Лихвинский	Лугово-коричневые, черноземовидные прерийные, черноземовидные буроземы, лугово-лесные поверхностно-глевые элювиальные, лугово-лесные		
		Нижнее	Окский			
			Мучкапский	Черноземовидные со следами буроземообразования, луговые прерийные Урыв, Коростелево		Mimomys int., Pitymys gregaloides Вольная Вершина
			Донской			
			Ильинский	Коричневые, буро-коричневые, лугово-коричневые (с признаками бурых лесных теплых фаций) Коростелево		Mimomys, Pitymys, Microtus Коростелево-1, Моисеево
			Покровский			
			Петропавловский	Черно-бурые оглиненные, бурые лесные остепненные, буроземовидные Коростелево, Моисеево		Mimomys, M. pusillus, Pitymys, Prolagurus Коростелево, Урыв-3
Неогеновая	Эоплейстоцен	Верхнее	(Горянская серия)			Allophaiomys pliocaenicus, Prolagurus praerannonicus Коротояк-3, Лог Денисов
		Нижнее	Белогорская свита			Урыв-1, Урыв-2

Рис. 2. Продолжение.

их комплексы не только в одном разрезе, но и благодаря генетической связи между почвами в древнем почвенном покрове проследить неразрывно на значительные расстояния. Пространственная выдержанность палеопочв, наличие в опорных разрезах лёссово-почвенных серий, со-

ставляющих до 80% их мощности, в объеме всего разреза плейстоцена, обнаруживающих черты принципиального генетического сходства в строении средне-, верхнеплейстоценовой толщи, разнообразие в проявлении фациальных связей разновозрастных горизонтов лёссовидных суглинков и

Система	Раздел	Эвено	Горизонты	Бассейн р. Средней Волги, Нижней Камы		
				Почвы, разрезы	Основные литологические горизонты	Фауны, местонахождения
Четвертичная	Плейстоцен	Голоцен	Голоценовый	Дерново-подзолистые, серые лесные, черноземы оподзоленные, типичные, обыкновенные Коминтерн, Варез, Чирково, Б. Тиганы		
		Верхнее	Осташковский			
			Мончаловский	Буроцветные иллювиально-карбонатные Чирково, Б. Тиганы, Татарская Чишма, Коминтерн		Arvicola ex gr. terrestris Аттиково
			Калининский			Eolagurus, Lagurus Шахманово, Кученяево
			Микулинский	Дерново-карбонатные, лугово-черноземные, черноземовидные, буровато-серые лесные, буроземовидные, лугово-черноземные солонцеватые Коминтерн, Татарская Чишма		Microtus, Arvicola cf. sapidus Бармино, Городец
		Среднее	Московский			
			Лихвинский	Лугово-коричневые, черноземовидные, оглиненные прерийные иллювиально-карбонатные, черноземовидные буроземы, буроземовидные, лугово-черноземовидные		
			Окский			Mimomys, Pitymys, Microtus Чирково
			Мучкапский			Mimomys, Pitymys, Microtus Кивать
		Нижнее	Донской			
			Ильинский	Лугово-коричневые (черноземовидные), темноцветные луговые Речное		Mimomys, Pliomys, Pitymys, Microtus Березовка
			Покровский			Mimomys, Pitymys, Microtus Заплатино
Петропавловский				Mimomys pusillus Речное		
Неогеновая	Эоплейстоцен	Нижнее	(Горянская серия)			
			Белогорская свита		Апастово	

Рис. 2. Окончание.

ископаемых почв с горизонтами аллювиальных комплексов, ледниковых отложений создали необходимые предпосылки для проведения ближней и дальней корреляции. Это позволило также установить местные (провинциальные) особенности

структуры субазральных отложений Средневолжского региона и своеобразии в проявлении почво- и лёссовобразования во времени и пространстве.

Континентальные плиоценовые отложения, подстилающие плейстоценовые осадки, представ-

лены песчаными, реже глинистыми толщами. До последнего времени была известна лишь их литология. В процессе наших исследований по ряду разрезов (Апастово, Каран-Азиково, Дауково, Юнга-Кушурга и др.) удалось дополнить и детализировать их строение и литологические особенности, а также получить их палеонтологическую характеристику. Наиболее интересным и полно изученным является разрез у с. Апастово. Здесь на водораздельном плато вскрываются отложения палео-Свияги, представленные аллювиальными и озерно-аллювиальными свитами (6.2–9.9 м). Они содержат остатки растений, раковины моллюсков, кости млекопитающих. Наиболее полно охарактеризована верхняя, песчаная часть разреза (4.3–6.5 м), которая с размывом лежит на плотных серых и темно серых глинах. Последние также содержат редкие раковины моллюсков и костные остатки млекопитающих (Глушанкова, 1992).

Коллекция мелких млекопитающих из верхней аллювиальной свиты Апастово достигает нескольких тысяч. По определениям А.К. Агаджаняна (ПИН РАН), примерно 20% общего состава фауны составляют зайцы рода *Nypolagus*. Доля насекомых не велика. Они представлены родами *Blarinoides*, *Desmana*, мелким кротом *Talpa minuta* *Blainv.* Среди грызунов преобладают полевки: *Mimomys polonicus*, *M. hintoni* *Fejfar*, *Promimomys baschkirica* *Suchov*. Изредка встречаются *Villanja (Borsodia) veterioe* *Kretzoi*. Установлено присутствие мелкого бобра, корнезубого цокора *Protophneus*, бурундука. Очень редко встречаются обломки лемминга трибы *Lemmini*. По видовому составу и эволюционному уровню отдельных групп грызунов фауна местонахождения Апастово очень напоминает фауны Симбугино и Аккулаево, акчагыльских местонаждений Башкирии (Сухов, 1970, 1977). Однако сходство с фауной Аккулаевского горизонта выше, чем с фауной Симбугино. Таким образом верхняя часть плиоценовых отложений разреза Апастово должна сопоставляться с акчагыльскими отложениями Предуралья. Среди местонаждений Дона наиболее полно с фауной Апастово сопоставляется Коротояк-2 и Урыв-1 (рис. 2). В Западной Европе эта волжская фауна близка сообществу таких местонаждений как Хайначка, Арчилле, Гундерсхайм-4, Балеру-2, вероятно, Чарнота-2. По экологическому облику – это типичное сообщество лесных и лесостепных биотопов, существовавшее в условиях теплого и достаточно влажного климата. Аналогичные отложения со сходной фауной мелких млекопитающих обнаружены также в районе Еласов (разрез в бассейне р. Юнги) и на левобережье Камы в районе Набережных Челнов. Это предполагает возможность распространения палеогеографических выводов, полученных по разрезу Апастово на все Среднее Поволжье (Агаджанян, Глушанкова, 1989).

**Ранний плейстоцен.** Ранний плейстоцен на изученной территории представлен фрагментами почвенного покрова с хорошо выраженной ископаемой почвой межледникового облика, а также аллювиальными отложениями, которые выполняют погребенные долины Оки, Волги, Камы, Суры, Теши и др. Последние имеют различную мощность (1.6–4.6 м), довольно однообразное строение и характеризуются переслаиванием белесовато-желтовато-серых песков, серовато-сизых глин, коричневых и серовато-бурых суглинков в горизонтальном и косослоистом залегании. Повсеместно в них обнаружены остатки мелких млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса. Наиболее древние аллювиальные отложения описаны и детально проанализированы на правобережье Оки, в разрезе Заплатино (рис. 1). Здесь в нижней части разреза, в косослоистых белесовато-серых и желтых песках (2.55 м) с гравийно-галечным материалом и большим количеством раковин пресноводных гастропод получены костные остатки микротериофауны. Облик фауны определяют древние корнезубые полевки *Mimomys*, некорнезубые полевки *Pitymys hintoni gregaloides*, *Microtus*, близкая современной северосибирской полевке. Довольно высока численность пеструшек. В небольшом количестве представлены лемминги, рыжая полевка, суслик, пищуха, насекомоядные, зайцеобразные. Возраст данной фауны и отложений ее вмещающих соответствует раннему плейстоцену. Отсутствие самых древних некорнезубых полевок и бедность видового состава корнезубых форм свидетельствует о том, что данное сообщество моложе позднеаманских фаун апшеронского времени таких местонаждений, как Демск, Давлекаево в Башкирии, Успенка, Лог Денисов и Коротояк-3 на Дону, Ногайск, Тарханкут, Тилигул, Чишмишной в Причерноморье и др. Вместе с тем, фауна местонахождения Заплатино архаичнее и, следовательно, моложе типичных поздних тираспольских фаун Чуй-Атасево в Предуралье, Новохоперск, Богдановка, Урыв-4, Мойсеево-3, Кузнецовка и другие на Дону, Рославль на Десне, Корчево в Белоруссии, Колкотова Балка на Днестре. Наиболее точно она отвечает по возрасту таким местонахождениям как Ильинка, Веретье на Дону, Платово в Приазовье (Агаджанян, Глушанкова, 1987, 1988). В Западной Европе ей близки фауны Фойгштедта в Германии и кромерских слоев в Англии.

Экологический состав фауны очень интересен и своеобразен. Высокая численность кустарниковой (*Pitymys*) и рыжей (*Clethrionomys*) полевок свидетельствует о том, что в эпоху существования данного сообщества значительное распространение имели хвойно-широколиственные леса. Относительно высокая численность лагурид, присутствие суслика и пищухи говорит о том, что лесные массивы были разорваны степными, ли-

шенными древесной растительности, участками. Последние иногда включали элементы тундровой биоты типа кустарниковой тундры, о чем говорит наличие копытного лемминга. Присутствие серого лемминга предполагает существование моховых болот в понижениях рельефа. Климат в целом был довольно холодный и сухой, однако покровного оледенения на близ лежащих территориях еще не существовало. Фауна местонахождения Заплатино соответствует одной из холодных и умеренно холодных эпох раннего плейстоцена. Аналогичные палеогеографические условия проявляются и в особенностях литолого-геохимических характеристик раннеплейстоценовых аллювиальных осадков разреза Варез, адекватных упомянутым отложениям разреза Заплатино. Установлено, что условия осадконакопления не способствовали глубокому гипергенному преобразованию, о чем свидетельствуют широкие отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6.63-13.09$ ;  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 - 20.41-43.95$ , не приводили к концентрации тонкодисперсных фракций (5.9–8.5%), карбонатного материала ( $\text{CO}_2$  карб. – 0.12%), органического вещества (Сорг. – 0.10%), легкорастворимых солей в аллювиальной толще (сухой остаток – 0.035%).

Начало раннего плейстоцена на Приволжской возвышенности, как и всей Восточно-Европейской платформы, связывается с врезанием гидрографической сети и отложением аллювия прарек (Горецкий, 1964). К раннему плейстоцену на исследованной территории Приволжской возвышенности нами относятся аллювиальные отложения (3.2 м), изученные в бассейне Суры (Агаджанян и др., 1988). Здесь в аллювии, залегающих на меловых песках в разрезе Чирково (рис. 1) и представленной фацией размыва – базальным горизонтом, состоящим из гравия и гальки с желтовато-бурым песчано-суглинистым заполнителем, обнаружены костные остатки мелких млекопитающих. Возраст фауны и соответственно осадков ее вмещающих установлен по сочетанию *Miomys pussilus* Mehely, *Pitymys gregaloides*, *Prolagurus rannonicus*, которое характерно только для первой половины раннего плейстоцена. По возрасту фауна сопоставима с фаунами описанного выше местонахождения Заплатино в бассейне Оки, Ильинки и Веретье в бассейне Дона. Ее облик определяют корнезубые полевки *Miomys* некорнезубые *Pitymys*, *Microtus*. Сочетание *Pitymys*, *Prolagurus*, присутствие полевки, близкой современной северосибирской, предполагает умеренную климатическую обстановку. Соотношение лесных и степных биотопов в ландшафтах того времени примерно одинаково. Довольно значительной была роль бореальных элементов.

Аллювиальные отложения первой половины раннего плейстоцена, отвечающие теплому этапу, изучены в разрезе Березовка на правом берегу р. Теши (рис. 1). Они представлены толщей

гравийно-галечного материала с серовато-бурым песчано-суглинистым заполнителем и косослоистых крупно-, среднезернистых песков (1.95–2.85 м), залегающих в основании плейстоценовых отложений, под толщей морены (3.5–5.2 м). Приуроченный к ним костеносный горизонт отличается обилием раковин пресноводных гастропод. В фауне Березовки наибольшую по численности группу составляют полевки: древние корнезубые *Miomys*, *Pliomys* и более прогрессивные, некорнезубые *Pitymys*, *Microtus*. Среди грызунов в заметном количестве найдены суслики, слепыши, хомяки, рыжая полевка *Clethrionomys*. Присутствуют лесные мыши *Apodemus silvaticus*. Очень многочисленны и разнообразны по сравнению с другими местонахождениями, насекомоядные, как мелкие (землеройки родов *Sorex*, *Drepanosorex*, *Veremendia*), так и крупные (выхухоль, крот). Зайцеобразные немногочисленны и представлены преимущественно пищухой. Возраст фауны и вмещающих ее отложений определяют обилие корнезубых полевок *Miomys* и высокая численность *Pitymys*, *Microtus*. Такое сочетание названных форм характерно только для раннего плейстоцена. Эту датировку подтверждает присутствие *Pliomys episcoralis* и морфология выхухоли. Последняя близка по своим признакам раннеплейстоценовым видам *Desmana magna* Owen, *Desmana temopolitana* Pidoplicko. В целом фауна Березовки выглядит несколько моложе описанного выше местонахождения Заплатино, а также Ново-Троицкое, Веретье, Ильинка на Дону и ряд других. В то же время она древнее финальных групп раннего плейстоцена Кузнецовки, Вольной Вершины, Коротояка-4 на Дону. Наиболее точно она сопоставляется с фаунами Новохоперска, Моисеево-2, Моисеево-3, Коростелево-1 и другими подморенными местонахождениями Дона (Агаджанян, Глушанкова, 1987, 1988).

Среди преобладающих видов основную часть составляют лесные группы: лесная мышь, рыжая и кустарниковая полевка, летяга. Численность и разнообразие степных видов невелико. Бореальные и арктические виды отсутствуют полностью. Показанный состав грызунов соответствует биотомам хвойно-широколиственных лесов. Многочисленные и разнообразные насекомоядные подтверждают сделанный вывод и указывают на очень благоприятные палеогеографические условия. Высокая численность выхухоли предполагает существование водоемов с богатой растительностью и обилием моллюсков и беспозвоночных. Эти водоемы даже в своей мелководной части не промерзали до дна. Наличие крота, как и слепыша среди грызунов, также предполагает мягкие климатические условия, при которых зимой не происходило глубокого промерзания почвенного покрова. На исследованной территории Среднего Поволжья в это время произрастали

хвойно-широколиственные леса. В поймах рек были развиты луговые биотопы, занятые осоково-злаковым разнотравьем. Участки степных ассоциаций имели незначительное распространение. Была хорошо развита гидросеть, существовали многочисленные и сравнительно мелкие, богатые жизнью водоемы. Климат был теплый и умеренно влажный, т.е. соответствовал оптимуму межледниковья. Таким образом подморенный аллювий в опорном разрезе Березовка может быть отнесен к ильинскому горизонту региональной стратиграфической схемы МСК, 1984 г. По комплексу данных, полученных нами ранее в бассейне Дона, ильинское время характеризуется неоднократными колебаниями климата, приведших к формированию трех аллювиальных комплексов с раннетираспольской микротериофауной и теплолюбивыми моллюсками и трех, разделенных лёссами ископаемых почв (Агаджанян, Глушанкова, 1989; Глушанкова, 1990а, б, в, 1992, 1994).

Почвенный покров первой половины раннего плейстоцена, формирование которого происходило в позднеильинское межледниковье, сопоставляемое с 17 изотопно-кислородной стадией (Shackleton, Opdyke, 1976), представлен хорошо выраженной палеопочвой (2.0 м). Он был установлен серией расчисток в разрезе Речное-Остолопово близ г. Чистополя, заложенных на поверхности IV надпойменной террасы р. Камы (рис. 1). Возраст палеопочвы определен на основании данных микротериофауны, обнаруженной в подстилающих и перекрывающих почву отложениях, относимой к раннетираспольскому комплексу. Морфологически тяжелосуглинистый профиль палеопочвы дифференцирован на буровато-коричневый гумусовый (0.6 м) и светлокоричневый иллювиальный горизонты. Детальное морфогенетическое изучение показало, что в развитии интенсивного почвообразования в позднеильинское межледниковье в бассейне Камы активное участие принимал дерновый процесс (Сорг – 0.11–0.47%; Сгк/Сфк – 1.0–1.2). Наряду с ним слабое развитие получают процессы разрушения и перемещения основных компонентов химического состава почвенной массы ( $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  – 2.97–3.40;  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  – 4.07–4.73;  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 11.05–12.65). Заметно проявляется процесс миграции карбонатов ( $\text{CO}_2$  карб – 1.32–5.13%), а в нижней части профиля палеопочвы – процессы оглеения и гидрогенной аккумуляции карбонатов кальция. Наблюдаемое оглинивание почвенного профиля (фракция <0.001 мм – 31.7–41.0) в средней и нижней частях гумусового горизонта и верхней части иллювиального горизонта свидетельствуют о достаточно высокой интенсивности процессов почвообразования, происходивших в теплых условиях с четко выраженной гидрогенностью ландшафтов. Морфологическое своеобразие и геохимические данные позволили предпо-

ложить лугово-коричневый (черноземовидный) генезис рассматриваемой почвы. Формирование почвенного покрова, в котором были представлены образования, близкие к темноцветным луговым, лугово-коричневым (черноземовидным), черноземовидным почвам, происходило, очевидно, на пониженных элементах рельефа надпойменной террасы в условиях окислительно-восстановительного режима, при близком залегании слабоминерализованных грунтовых вод гидрокарбонатно-кальциевого состава (Глушанкова, 1990б, 1992).

Аллювиальные осадки, являющиеся материнской породой для палеопочвы и залегающие в основании разреза Речное-Остолопово, представлены буровато-коричневыми алевритами и тонкозернистыми белесовато-коричневыми песками (1.5 мм). Палеонтологические материалы, полученные из них (*Sorex* sp. – 1, *Miomys pusillus* Mehely – 12, *Microtus oeconomus* Pallas – 4, *Microtus* sp. – 12, *Citellus* sp. – 1, *Lagurini* gen. – 1) свидетельствуют о том, что осадконакопление их происходило в небольших временных водоемах, в условиях умеренно теплого и довольно сухого климата. Это подтверждает и фауна моллюсков, определения которой выполнены М.Ф. Ивахненко (ПИН РАН): *Planorbis planorbis* (L.), *Limnaea* (*Stagnicola*) *vulnerata* Küster, *Pupilo miscorom* (L.), *Anisus spirobis* (L.), *Anisus leucistoma* (Millet.). Остатки мелких млекопитающих (*Miomys* ex gr. *pusillus* Mehely, *Prolagurus pannonicus* Kormos) и моллюсков (*Valvata ambigna* Westerlund, *Anisus dazuri* (Morch), *Succinella oblonga* (Draparhaud), *Musculium creplini* (Dunker), обнаруженных в перекрывающих ископаемую почву коричневых суглинках и песках, позволяют предположить, что накопление их происходило во временных водоемах, которые существовали на поверхности поймы в условиях умеренно теплого и довольно сухого климата. Наличие паннонской пеструшки и полевки *Miomys* предполагает раннеплейстоценовый возраст этих осадков.

Отложения второй половины раннего плейстоцена, представленные аллювием цоколя IV надпойменной террасы р. Барыш, изучены в разрезе Кивать. В местонахождении Кивать преобладают раннеплейстоценовая корнезубая полевка *Miomys*, некорнезубые полевки *Pitymys*, *Microtus*. Присутствует также рыжая полевка *Clethrionomys*, слепыш *Spalax*, бобр, суслик *Citellus*. Заметная роль зайцеобразных *Ochotona*, *Lepus*. Найдена землеройка. Соотношение корнезубых и некорнезубых форм полевок, эволюционный уровень *Pitymys*, количественное соотношение *Pitymys gregaloides* Hinton, *Pitymys arvaloides* Hinton, присутствие узкочерепной полевки и количественное соотношение *Pitymys* и *Microtus* определяют возраст сообщества второй половиной раннего плейстоцена и отвечают синхронно развитым и

поздним тираспольским фаунам. Определенный облик имеет эта фауна в палеогеографическом отношении. Разнообразие видов предполагает различие биотопических условий. Присутствие *Clethrionomys* и *Pitymys* свидетельствует о наличии участков лесной растительности. Некоторое количество лесостепных и степных видов (*Spalax*, *Citellus*, *Stenocranius gregalis*) говорит о распространении степных биотопов. В то же время присутствует бобр, полевка-экономка, обитатели речных долин, поросших мелкоколесьем, заливных лугов и осоковых болот. Изложенные факты позволяют заключить, что этап накопления аллювиальной толщи р. Барыш соответствует одной из теплых эпох второй половины раннего плейстоцена. Фауна местонахождения Кивать моложе фаун Березовки и Заплатино, вероятно, Чирково. В бассейне Дона ее можно сопоставить с фаунами типа Моисеево-2, Моисеево-3 (Агаджанян, Глушанкова, 1989). Возможно, она и вмещающие ее отложения отвечают мучкапскому горизонту региональной схемы МСК, 1984 г., учитывая ее межледниковый характер. Аналоги рославльского (мучкапского) межледниковья с двумя климатическими оптимумами, разделенными крупным похолоданием, охарактеризованного (в том числе и в стратотипе) позднетираспольским комплексом мелких млекопитающих, хорошо выделяются, помимо Верхнего Дона, в Белоруссии, Польше, Германии и Голландии (Агаджанян, Глушанкова, 1989; Шик, 1995; Mojski, 1985; Zagwijn, 1985). В субаэральных отложениях бассейна Дона ему отвечает сложно простроенный почвенный комплекс, изученный в разрезе Коростелево, а в Черноморском бассейне – древнеэвксинская трансгрессия. Вероятно, это межледниковье соответствует 15, 14 и 13 изотопно-кислородным стадиям.

Конец раннего плейстоцена в Среднем Поволжье представлен темно-коричневыми и сизовато-голубоватыми тяжелыми суглинками озерно-пегляциального облика (1.8 м), изученными в разрезе Чирково, во внеледниковой области рассматриваемой территории. Литолого-геохимические особенности отражают неблагоприятные условия их накопления и подчеркивают их генетическое своеобразие: они бескарбонатны ( $\text{CO}_2$  карб – 0.10–0.15%), малогумусны (Сорг – 0.15–0.21%), промыты от легкорастворимых солей (сухой остаток – 0.04%), в значительной степени облёссованы и слабо преобразованы гипергенными процессами. Они залегают поверх аллювиальных осадков с тираспольской фауной мелких млекопитающих и отвечают, вероятно, окскому ледниковью (Агаджанян и др., 1988; Глушанкова, 1992). Его аналоги выделяются в бассейне Днепра, Дона и других регионов. Скорее всего это оледенение следует сопоставить с 12 изотопно-кислородной стадией.

*Средний плейстоцен.* Средний плейстоцен исследованной территории Среднего Поволжья характеризуют субаэральные отложения, вскрытые в опорных разрезах Чирково, Татарская Чишма, Коминтерн и других (рис. 1). В строении и поэтапном развитии лёссово-почвенной формации, отвечающей окско-днепровскому стратиграфическому интервалу, по сумме геологических, палеопедологических, палеонтологических данных, а также результатов непосредственного прослеживания и хроностратиграфической корреляции выделенных горизонтов, имеющих черты генетического сходства, установлены три горизонта межледниковых ископаемых почв, разделенные лёссами. Они представляют основной фон почвенных покровов трех главных эпох интенсивного педогенеза, относящихся к самостоятельным теплым межледниковым эпохам среднего плейстоцена – лихвинскому, каменскому межледниковьям, роменскому этапу (Глушанкова, 1992, 1994).

Согласно нашим исследованиям, в основании среднеплейстоценовой толщи выделяется хорошо развитая полнопрофильная палеопочва (педокомплекс), в значительной степени деформированная. Формирование ее происходило в лихвинское межледниковье. Это подтверждается находками сингильской микротериофауны в подстилающих педокомплекс аллювиальных отложениях (Величко и др., 1989; Маркова, 1992). В оптимум лихвинского межледниковья в почвенном покрове междуречий под лесными и лесостепными сообществами в бассейнах Средней Волги и Нижней Камы доминировали бурые лесные почвы, сходные с аналогичными образованиями средне-европейских фаций. В зоне современной лесостепи, на территории бассейна Нижней Камы, выделены почвы, сходные с современными черноземовидными буроземами (Антипов-Каратаев, 1932) – “восточно-европейскими буроземами”, по определению И.В. Тюрина. Эволюционно и топографически они образуют определенную стадию в развитии современного почвенного покрова и представляют ясно выраженный переход от буроземов к черноземам, занимая по всем диагностическим показателям и свойствам промежуточное положение (Ливеровский, 1948). Морфологически в профиле педокомплекса выделяются: малиново-коричневый гумусово-аккумулятивный горизонт (0.55 м) с кротовинами и отдельными железисто-марганцовистыми микроортуштейнами, постепенно переходящий в светло-коричневато-сизый иллювиальный горизонт (0.7 м) с обильным ожелезнением, карбонатным материалом в конкреционной форме, кремнеземистой присыпкой и множеством кротовин.

Для палеопочв, сопоставляемых с современными черноземовидными буроземами, характерной является относительно высокая гумусирован-

ность (Сорг – 0.32–0.82%) при глубоком прокрашивании почв органическим веществом гуматного состава (Сгк/Сфк – 1.33–3.0), однородность гранулометрического состава по всему профилю с тенденцией некоторого облегчения с глубиной. Валовой состав его остается почти неизменным по профилю ( $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  – 5.04–5.60%;  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  – 6.56–7.39;  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 2.18–2.31), а в распределении карбонатов намечается отчетливый максимум в иллювиальном горизонте ( $\text{CO}_2\text{карб}$  – 7.85%). В них наблюдается текстурная дифференциация профиля при почти полном отсутствии морфологически выраженного осветленного горизонта  $A_2$ , незначительное накопление тонкодисперсной фракции ниже гумусового горизонта (Глушанкова, 1990б, 1992). Сказанное выше позволяет предположить, что при формировании почвенного покрова рассматриваемого этапа доминировали следующие элементарные почвенные процессы: гумусообразование и гумусонакопление, слабо выраженное огливание всей толщи, охваченной почвообразованием, без заметного перемещения по профилю продуктов выветривания и почвообразования. Диагностические признаки, вытекающие из морфологического строения и аналитических данных указывают на сложную историю развития почв на водораздельных пространствах под лугово-лесной и лугово-степной растительностью древней лесостепи при доминирующем дерновом процессе.

Формирование лёссовидного суглинка, перекрывающего педокомплекс, происходило, по-видимому, при слабом участии почвообразовательных процессов в условиях нарастающей аридизации и похолодания климата.

Выше по разрезу лёссовой толщи среднего плейстоцена на левобережье Камы и в бассейне Суры нами выделяется мощный (0.25–2.85 м) полигенетический тяжелосуглинистый профиль (фр. < 0.001 мм – 33.0–42.08%) черноземовидной почвы, состоящий из постепенно сменяющихся темно-серовато-светло-коричневого гумусового горизонта (1.2 м) с обилием железисто-марганцовистых микроортоштейнов и сизовато-бурого, серовато-коричневого иллювиального горизонта со слабой пунктиацией гидроокислов железа и марганца. Для палеопочвы характерна относительная однородность гранулометрического и химического состава, значительная гумусированность (Сорг – 0.26–0.49%), карбонатность ( $\text{CO}_2\text{карб}$  – 3.6–6.4%), гуматный состав гумуса (Сгк/Сфк – 0.95–1.5), высокая емкость поглощения с максимумом, приуроченном к гумусовому горизонту (24.6–28.98 мг/экв), доминирование тонкодисперсных фракций по всему профилю. Поглощенные катионы представлены кальцием и магнием с преобладанием первого. Воднорастворимые соли невысокой концентрации (плотный остаток –

0.053–0.085%) обладают гидрокарбонатно-кальциевым составом в палеопочве разреза Коминтерн и сульфатно-натриевым – в разрезе Татарская Чишма. Они достаточно равномерно распределены в толще ископаемой почвы. Наиболее существенными процессами, принимавшими участие в образовании почв, являлись: гумусонакопление, вынос воднорастворимых соединений (в отдельных случаях илистой фракции) либо в нижнюю часть профиля, либо за его пределы. Гидроморфность этих почв в сочетании с богатой травянистой растительностью создавали высокую гумусность и насыщенность основаниями. Высокое атмосферное увлажнение, по-видимому, обуславливало периодически возникающий промывной режим почв, подобно современным бундизмам и способствовало поддержанию высокого уровня почвенно-грунтовых вод на междуречье. Указанные данные в комплексе с морфологическим своеобразием позволяют диагностировать палеопочву как черноземовидную с остаточными луговыми чертами и признаками лессиважа, а также сопоставить почву с аналогичными образованиями, изученными в бассейнах Сейма (разрез Михайловка), Дона (разрез Коростелево, Урыв и др.), и с луговыми черноземовидными почвами дальневосточной прериеподобной лесостепи и прерий США, развитых в настоящее время в условиях умеренно-континентального и субтропического субгумидного климата (Глазовская, 1973; Ливеровский, 1987; Агаджанян, Глушанкова, 1986, 1987; Глушанкова, 1990а, б, в; 1994). На заключительных этапах формирования палеопочвы, в результате наступившего похолодания и усиления континентальности климата, широкое развитие получили процессы почвенного криогенеза в форме солифлюкционных деформаций. В оптимум межледниковья формирование почв происходило, вероятно, в условиях равновесного соотношения тепла и влаги, высокой биопродуктивности, но в отличие от типичных степных почв при более значительном увлажнении.

На смену холодному палеогеографическому этапу приходит следующая эпоха среднеледникового педогенеза. Монолитный профиль палеопочвы, отвечающей роменскому этапу, в большинстве опорных разрезов (Чирково, Татарская Чишма, Коминтерн, Рыбная Слобода и др.) организован по типу  $A_1$ ,  $V_1$ ,  $V_{Ca}$ ,  $S$ . Палеопочва залегает в подошве днепровского лёссовидного суглинка и, как правило, в разрезах сближена с более древними почвами. В опорных разрезах Нижней Камы и Суры она образует самостоятельный стратиграфический горизонт, отделяясь от ниже лежащей почвы (педокомплекса) каменского межледниковья слоем лёссовидного суглинка (0.6–0.7 м), в значительной степени измененного педогенными процессами (Глушанкова, 1992, 1994). Микротириофауна, извлеченная из крото-

вин одновозрастной почвы в разрезе Прилуки, отнесена к казарскому фаунистическому комплексу (Маркова, 1982; 1992).

В завершающую эпоху среднеплейстоценового педогенеза на водораздельных пространствах происходило формирование почвенного покрова, основной фон в котором составляли почвы, которые по основным генетическим особенностям существенно отличаются от голоценовых и почв предыдущей эпохи почвообразования признаками значительной выветрелости минеральной массы. Это отражает, вероятно, более высокий уровень их теплообеспеченности. Проявление процессов оглинивания, аккумуляции карбонатов, высокой биогенной активности на фоне относительного гумусонакопления сближает эти почвы с группой современных коричневых почв субаридных субтропиков, теплых районов суббореального пояса в районах с теплым субаридным сезонным климатом, характеризуемым как средиземноморский (Антипов-Каратаев, Прасолов, 1932; Герасимов, 1954, 1976; Ливеровский, 1948; Розанов, 1957; Глазовская, 1972 и др.).

Отличительной особенностью палеопочв романского периода является слабая дифференцированность сильно оглинившего, монолитного, в большинстве случаев карбонатного профиля, окрашенного в коричневатые тона. В них отсутствует перераспределение основных компонентов химического состава, но наблюдается дифференциация профиля, связанная с максимумом оглинивания, приходящегося преимущественно на его среднюю часть. В бассейне Средней Волги, Нижней Камы широкое развитие получили почвы, представляющие собой, вероятно, остепненный вариант коричневоподобных почв и их луговых разновидностей. Для них характерна серовато-коричневая окраска профиля (0.8–1.3 м), повышенная гумусированность (Сорг – 0.25–0.57%) с гуматно-кальциевым составом гумуса (Сгк/Сфк – 1.1–1.3), меньшая степень оглиненности, относительно высокая карбонатность ( $\text{CO}_2\text{карб}$  – 4.28–5.04%) и емкость катионного обмена относительно одновозрастных почв, изученных в бассейнах Сейма, Дона (Агаджанян, Глушанкова, 1986, 1987; Глушанкова, 1990а, в, 1992).

Исходя из морфологических данных и физико-химических характеристик, можно предположить, что формирование палеопочвы происходило при непромывном водном режиме и глубоком залегании грунтовых вод. Основными почвообразовательными процессами были: гумусонакопление, лессиваж в сочетании с признаками оглинивания почвенной массы. Кровля палеопочвы нарушена криогенными и диагенетическими процессами, характерными для начала последующей холодной днепровской эпохи.

Теплые межледниковые эпохи первой половины среднего плейстоцена, сопоставляемые с 11, 9 и 7 изотопно-кислородными стадиями и характеризующиеся, как было показано выше, различной интенсивностью и направленностью педогенеза, сменились этапом длительного сильного похолодания климата, приведшего к возникновению одного из крупнейших оледенений. В разных стратиграфических схемах оно именуется московским или днепровским и надежно сопоставляется с 6 изотопно-кислородной стадией (Шик, 1995). Два предшествующих похолодания, разделяющих эпохи интенсивного педогенеза, соответствуют 10 и 8 стадиям.

Во внеледниковой области Среднего Поволжья эпоха максимального похолодания среднего плейстоцена сопровождалась накоплением литологически неоднородных, буровато-коричневых, неслоистых перигляциальных отложений (1.25–3.4 м). В вещественном составе лёссовидных суглинков, изученных в разрезах Татарская Чишма, Чирково, Тиганы, Коминтерн и др. (рис. 1) наблюдается повышенная карбонатность ( $\text{CO}_2\text{карб}$  – 3.9–4.26%) и гумусированность (Сорг – 0.32–0.37%), пониженное содержание илестых частиц (15.6–19.0%) относительно генетически однородных отложений более древних периодов лёссонакопления (25.2–27.6%).

*Поздний плейстоцен.* Отложения позднего плейстоцена достаточно хорошо и полно представлены на изученной территории Среднего Поволжья. В долинах рек во внеледниковой области к позднему плейстоцену относятся: аллювиальные отложения первых, вторых, а в некоторых долинах – третьих надпойменных террас (Горецкий, 1964; Москвитин, 1958, 1965; Шанцер, 1935 и др.). Позднеплейстоценовый возраст имеют и субаэральные отложения с горизонтами ископаемых почв, развитые на междуречьях и высоких надпойменных террасах. В лёссово-почвенной формации, довольно полно представленной в большинстве изученных опорных разрезах, выделены три горизонта ископаемых почв, отвечающих трем главным, разновозрастным, качественно различным по строению почвенного покрова, эпохам интенсивного педогенеза (Глушанкова, 1992, 1994). Исходя из стратиграфического положения, морфотипических показателей палеопочв, подтвержденных биостратиграфическими данными и радиоуглеродными датировками, установлено их соответствие микулинскому (земскому, рисвяюрмскому, сангамонскому) межледниковью, отвечающему нижней части 5 изотопно-кислородной стадии (подстадия 5e); интерстадиалу начала валдайской ледниковой эпохи (верхневолжский, амерсфорт, бреруп – Величко, 1973; Иванова, 1966, 1980); брянскому интервалу (дунаевскому интерстадиалу – Чеботарева, Макарычева, 1974). Горизонты палеопочв в валдайской лёссово-поч-

венной серии перемежаются с тремя горизонтами лёссовидных суглинков – внутримезинским, двумя другими, отвечающими калининскому и осташковскому горизонтам региональной схемы МСК, 1984 г. Калининская холодная эпоха сопоставляется с 4 изотопно-кислородной стадией и значительной частью 5 стадии (подстадии 5a–5d), а осташковская – со второй стадией. Их разделяет продолжительная эпоха, которую большинство исследователей рассматривают как мегаинтерстадиал, во время которого климат оставался холоднее современного. Соответствующая ему 3 изотопно-кислородная стадия по масштабу потепления в значительной степени уступает другим нечетным стадиям, сопоставляемым с межледниковыми эпохами (Шик, 1995).

В основании позднелепистоценовой лёссово-почвенной серии, на глубине 3.0–8.0 м от дневной поверхности, залегает полигенетический профиль педокомплекса, имеющий наибольшую стратиграфическую выраженность по площади среди плейстоценовых почв. В опорных разрезах между речей палеопочвы крутицкого интерстадиала (верхнего члена педокомплекса) и микулинского межледниковья, как правило, наложены одна на другую и образуют мощный (1.5–3.05 м) сложнопостроенный педокомплекс, сопоставляемый с мезинским педокомплексом западных и центральных регионов лёссовой области Русской равнины (Величко, Морозова, 1963). Теплые эпохи почвообразования разделены периодом похолодания, сопровождавшимся лёссонакоплением (0.3–1.0 м). В подавляющем большинстве разрезов он в первоначальном виде не сохранился, а переработан почвообразованием крутицкого интерстадиала, являясь материнской породой для почв этой эпохи. Лишь в разрезах склонов (Чирково, Коминтерн) наблюдается слой лёссовидных суглинков, разделяющих палеопочвы.

Наличие характерных диагностических признаков позволило уверенно выделять педокомплекс в опорных разрезах и сопоставлять в разрезах, расположенных на значительных расстояниях, на различных в геолого-геоморфологическом и природно-генетическом отношении территориях в бассейнах Днепра, Дона. Необходимо при этом заметить, что контрастность признаков двухфазного развития, четко проявляемая в пределах лесной зоны древнего почвенного покрова, существенно сглажена в разрезах, расположенных на территории древней лесостепи. В бассейнах Средней Волги, Нижней Камы формирование почв, входящих в педокомплекс, сопровождалось интенсификацией гумусоаккумулятивных процессов и ослаблением текстурной дифференциации почвенных профилей в условиях западин древнего рельефа. В ряде разрезов в бассейне Нижней Камы мезинский педокомплекс имеет профиль типа  $A_1, B_{Ca}, C_{Ca}$  с постепенным переходом

с подстилающую породу. Почвы педокомплекса нарушены криогенными деформациями смоленской фазы криогенеза ранневалдайского возраста (Величко, 1973).

В эпоху интенсивного почвообразования оптимальной стадии развития микулинского межледниковья в пределах рассматриваемой территории Русской равнины структура почвенного покрова характеризовалась сложным сочетанием, по-видимому, нескольких почвенных типов, из которых каждый занимал определенные ландшафтные позиции. На водораздельных пространствах, имеющих платообразный или слабоволнистый характер, формировались почвы, которые можно идентифицировать с современными серыми лесными оподзоленными почвами, дифференцированными по элювиально-иллювиальному типу; с черноземами (оподзоленными, выщелоченными, мицелярно-карбонатными), лугово-черноземными почвами. В древних западинах, очевидно, формировались почвы с дифференцированным на генетические горизонты профилем по типу  $A_1, A_2-B_1-C$  и  $A_2, B_1, BC, B_{Ca}$ . В средней части горизонта  $B_1$  в них отмечается заметное накопление ила, полуторных оксидов по сравнению с материнской породой. Скорее всего, в условиях дополнительного увлажнения в западинах, почвообразование происходило по элювиально-иллювиальному и элювиально-глеевому типам. Такие почвенные комбинации были характерны, подобно современным, также и для древних лесостепных ландшафтов. Ископаемые почвы межзападных участков обладали профилем типа  $A_1, AB, B, C$ , аналогов современных черноземов.

В ряде разрезов в черноземовидных почвах микулина, наряду с интенсивным гумусонакоплением, наблюдаются следы выщелачивания, что фиксируется в наличии особого, промытого от карбонатов, несколько оглиненного горизонта, располагающегося между гумусово-аккумулятивным и карбонатным горизонтами. В профиле этих почв диагностируются слабые признаки элювиально-иллювиальной дифференциации по илу, физической глине и валовому содержанию полутораоксидов. Морфологически она проявляется в наличии гумусовых затеков и слабо заметных буроватых пленок и корочек по граням структурных отдельностей в горизонте  $B_1$ . В нижней части почвенного профиля в них наблюдаются признаки оглеения. Реже в генетических профилях рассматриваемых почв, чередующихся в почвенном покрове с серыми лесными почвами, наблюдаются слабые признаки развития подзолистого процесса (наличие осветленной кремнеземистой присыпки, покрывающей слабым налетом структурные отдельности в нижней части горизонта  $A_1$  и верхней части горизонта  $AB$ ). Развитие их происходило, по-видимому, в зоне ле-

состепи под участками леса или на безлесных территориях.

В микулинское межледниковье в бассейне Нижней Камы широкое распространение получили почвы, сходные с современными мицелярно-карбонатными черноземами южно-европейских фаций. Они характеризуются мощным профилем (до 2-х м) с хорошо развитым гумусовым горизонтом (0.8–1.2 м) темно-коричневого цвета с буроватым или сероватым оттенком, по волнистой границе переходящим в коричневый суглинистый иллювиальный горизонт с обильным ожелезнением, карбонатным псевдомицелием. Они несут следы фаунистической активности в виде многочисленных кротовин. Аналитические данные свидетельствуют об однородности и отсутствии заметного перемещения основных компонентов химического состава в пределах сложнопостроенного профиля. Отмечается лишь относительное накопление полуторных оксидов в гумусовом горизонте. Содержание органического вещества гуматно-кальциевого состава (Сгк/Сфк – 1.3–2.1) колеблется в широких пределах (Сорг – 0.14–0.53%) с максимумом концентрации, приуроченном к гумусовому горизонту верхней (0.53%) и нижней (0.45 %) палеопочв, образующих педокомплекс. В распределении карбонатов по профилю наблюдается несколько отчетливо выраженных максимумов: один из них приурочен к иллювиальному горизонту верхней почвы, два других отмечаются в гумусовом и верхней части иллювиального горизонта нижней палеопочвы.

Большинство перечисленных выше признаков, как известно, характеризует черноземы. Но в отличие от современных черноземов, развитых в почвенном покрове на территории бассейна Нижней Камы, в палеопочвах мезинского педокомплекса наблюдается глубокая гумусированность, наличие псевдомицелярных форм карбонатов – свидетелей сезонной миграции углекислых солей, и твердых перекристаллизованных мелких конкреций в нижней части профиля. Наличие пунктации и железисто-марганцовистых примазок в переходных горизонтах свидетельствуют, очевидно, о более влажных условиях образования этих почв. Принимая во внимание отмеченные выше особенности, можно предположить, что формирование палеопочв происходило в условиях периодически промывного водного режима. Вместе с тем, наличие ряда признаков говорит о развитии их в более континентальных условиях по сравнению с современными карбонатно-мицелярными черноземами. Трещиноватость нижней границы, возникающая, как известно, лишь при условии попеременного иссушения и переувлажнения почвы, в какой-то мере указывает на это. В почвенном покрове микулинского межледниковья отмечен ряд переходных типов почв, образование которых связано с мезо- и микро-рельефом.

По сравнению с ними почвы крутицкого интэрстадиала (верхнего члена мезинского педокомплекса) отличались большим однообразием. В их профиле в большинстве разрезов выделяется темно-серый, темно-коричневый с буроватым оттенком гумусовый горизонт (0.7–1.5 м) с явно гуматным составом органического вещества, повышенным содержанием гумуса (Сорг – 0.32–0.53%), количество которого постепенно убывает к основанию горизонта, что свидетельствует о главенствующей роли дернового процесса в формировании этих почв. По содержанию основных компонентов химического состава палеопочвы слабо дифференцированы и достаточно однородны. Выявленные морфологические признаки, основные показатели физико-химического состояния почв, в особенности однообразие свойств органического вещества, характеризующие почвообразование этого палеогеографического этапа, указывают на относительное однообразие элементарных процессов педогенеза. Среди них явно доминировало гумусонакопление, которое способствовало формированию почвенных покровов и почв с однотипным строением профиля (A<sub>1</sub>, C). Исходя из сказанного, представляется, что на всей исследованной территории Среднего Поволжья в рассматриваемую эпоху педогенеза наблюдалась гомогенность и монотонность в строении почвенного покрова, отражающих гиперсональный характер природной среды этого этапа позднего плейстоцена. Особенностью почв крутицкого интэрстадиала является значительная нарушенность их профиля криогенными процессами ранневалдайской фазы криогенеза (смоленская фаза “б”, Величко, 1973).

Большинство зарубежных исследователей (Fink, 1969; Bronger, 1969; Liberoch, 1964) относит их к черноземам. Однако отсутствие в профиле почв карбонатного иллювия противоречит этому. Наличие в это время остепненных ландшафтов подтверждается составом фаунистических остатков из кротовин (степная пищуха, суслик, степная пеструшка) (Маркова, 1982) сильно гумусированных почв дерново-черноземного генезиса, аналоги которых в современном почвенном покрове отсутствуют.

Отложения микулинского межледниковья охарактеризованы палеонтологически как в разрезах аллювия Волги (Бармино, Городец), так и ее притоков (Еласы) (рис. 1). Фауна мелких млекопитающих из разреза Бармино включает полевков родов *Clethrionomys*, *Arvicola*, *Microtus*, *Lagurus*, а также хомяков, сусликов, пищуху, зайца и насекомоядных. Коллекция из Еласов позволяет уточнить состав микулинских сообществ. Здесь А.К. Агаджаняном определены, помимо уже названных: *Clethrionomys glareolus* Schreb., *Cl. rufocanus* Sundev, лесная мышь, *Microtus agrestis* L., М. (*Stenocranius*) *gregalis* Pallas, *Eolagurus*. В целом

степные виды редки, лесные обычны и многочисленны. Все это говорит о преимущественно лесном характере описанных сообществ. Водяная полевка перечисленных местонахождений близка современной, но отличается от нее структурой эмали, напоминая таковую *Agvicola sapidus* Miller Пиринейского полуострова (Агаджанян, Глушанкова, 1989).

Вслед за степной фазой почвообразования интерстадиального характера наступает средневалдайская эпоха значительного похолодания, сопровождающаяся лёссовнакоплением. Этот период охарактеризован микротериофауной из местонахождения Шахманово. Фауна мелких млекопитающих, извлеченная из кослоистых пачек аллювия второй надпойменной террасы р. Сундовик (рис. 1), характеризуется преобладанием полевков, среди которых доминирует обыкновенная пеструшка *L. Lagurus*. Меньшую по численности группу составляют узкочерепная и водяная полевки. Присутствуют также лемминги и суслик. Это свидетельствует о деградации лесных сообществ во второй половине позднего плейстоцена в бассейне Средней Волги, о широком распространении степных биот.

Внутри валдайской лёссовой толщи, залегающей над мезинским почвенным комплексом, наиболее четким стратиграфическим горизонтом, выделенным в опорных разрезах Средней Волги, Нижней Камы, является ископаемая почва, которая по сходству основных признаков строения и положению в разрезах относится к почвам брянского интервала. Возраст их определен благодаря радиоуглеродным датировкам по препаратам гуминовых кислот и оценивается в 22–24 тыс. лет назад, отражающим верхний предел брянского теплого интервала (Морозова, 1981).

Своеобразный почвенный покров брянского интервала в значительной степени отличался как от межледникового, так и современного. Основное отличие заключается в преобладании в нем почв дерново-глеёво-мерзлотного генезиса, обнаруживающего большое сходство в строении двухчленного ( $A_1, B_{Ca}$ ), в отдельных случаях – трехчленного ( $A_1, B_{Ca}, C_e$ ) профиля, обогащенного глинистыми частицами. Гумусовый горизонт палеопочвы отличается пестрой окраской: от желтовато-светлокорицевого в верхней части до серовато-светлокорицевого с сизоватым оттенком в основной массе горизонта. В нем наблюдается интенсивная ожелезненность (точечная пунктация, примазки, пятна), потечность органического вещества, отдельные языки которого проникают на значительную глубину, захватывая нижележащий горизонт. Окраска последнего меняется от буровато-коричневой в верхней части горизонта до среднекоричневой в остальной части. Иллювиально-карбонатный горизонт харак-

теризуется интенсивным ожелезнением и наличием карбонатных конкреций, слабого псевдомицелия.

Генетическая общность почв, обнаруживаемая в почвенных покровах бассейнов Средней Волги, Нижней Камы, Дона, Днепра установлена в наличии следующих факторов: 1. Гумусового горизонта с фильватным гумусом ( $S_{kg}/S_{fk} - 0.20-0.51$ ), слабоароматичными молекулами гуминовых кислот, обнаруживающих связь с полуторными оксидами, высоким негидролизуемым остатком. Высокая степень дисперсности молекулы гуминовых кислот подтверждается данными элементного состава, указывающими на значительную обуглерожённость и окисленность. 2. Иллювиально-карбонатного горизонта в основании профиля и ниже – признаков глеевого горизонта, не всегда четко проявляемого. 3. Увеличения глинистой фракции в профиле почв.

Генезис почв брянского времени во многом еще неясен и различными исследователями трактуется неоднозначно. Основная трудность при интерпретации фактического материала заключается в отсутствии предполагаемых аналогов в современном почвенном покрове. К тому же криогенез владимирской фазы (Величко, 1973), приуроченный к заключительным этапам брянской эпохи, способствовал нарушению почвенного профиля, некоторому перемешиванию почвенной массы, вторичному оглеению. Сочетание ряда признаков говорит о том, что формирование почв произошло в условиях континентального климата с холодным этапом в конце, с особой системой закономерностей географического размещения, отражающей провинциальные изменения увлажнения. В образовании почвенного покрова рассматриваемой эпохи, имеющего близкое к гиперзональному строение, активное участие принимали процессы относительно гумусонакопления, внутрипочвенного выветривания, оглеения, карбонатакопления. Перечисленные показатели обнаруживаются в почвах, развитых в современности в экстраконтинентальных, криоаридных районах Сибири, в частности Центральной Якутии (Соколов и др., 1979; Соколов, 1980).

Относительно теплый средневалдайский интерстадиал сменился холодной и сухой эпохой позднего валдая, в продолжение которой произошло накопление перигляциальных отложений. В бассейне Нижней Оки, Суры они представлены карбонатными ( $CO_2\text{карб} - 1.97-2.39\%$ ) лёссовидными суглинками (2.6–3.5 м), в бассейне Нижней Камы – широко распространенными светлокорицевыми, карбонатными ( $CO_2\text{карб} - 2.3-4.2\%$ ) иллювиальными осадками (1.2–2.6 м). Для них характерна неоднородность вещественного состава в вертикальном разрезе: в кровле и основании их доминируют средне-, мелкопесчаная и алеврито-

вая фракции, в средней части – алевритовая и илестая. Литологическая неоднородность осадков позднего валдая отражается и на распределении основных компонентов химического состава. Максимум полутораокисей приходится на среднюю часть толщи, а кремнекислоты – на выше- и нижележащие слои. Органическое вещество фульватного состава присутствует в них в небольших количествах (Сорг – 0.13–0.29%) и достаточно равномерно рассеяно в толще (Глушанкова, 1992).

Поствалдайский, раннеголоценовый этап палеогеографического развития в бассейне Средней Волги отражают горизонтальнослоистые серовато-бурые, в значительной степени ожелезненные суглинки и пески старичной фации аллювия (2.1–3.1 м), изученные в разрезах Тиганы и Аттиково (рис. 1). В гранулометрическом составе их преобладают алевритовые (22.4–37.1%) и песчаные разности (18.6–32.4%). В составе последних доминируют средне-, мелкопесчаные фракции. Им присуще значительное количество органического вещества (Сорг – 1.0–4.2%) и невысокое содержание карбонатов ( $\text{CO}_2\text{карб}$  – 0.56–1.61%). Относительная стабильность фиксируется в поведении основных компонентов химического состава. Воднорастворимые соли представлены преимущественно сульфатами кальция, невысокая концентрация которых отмечается в кровле этих отложений. Обнаруженная в них фауна мелких млекопитающих, по определениям А.К. Агаджаняна, имеет типично межледниковый облик. В ее составе доминируют луговые и лесные полевки, представлены лесные мыши, многочисленны землеройки, мелкие куны. Небольшую численность имеет водяная полевка. Вместе с тем присутствуют, правда малочисленные, степные формы (суслик, степная пеструшка, слепушонка) и становятся обычными полевки *Microtus arvalis* Pallas, *Microtus agrestis* L., но представленные в более ранних сообществах на Средней Волге. Большинство видов раннего голоцена не отличается от современных по своей морфологии, однако в составе животных есть заметные отличия. Так, семь из двадцати двух видов сообщества Тиганы в настоящее время не обитают на данной территории, их ареалы расположены южнее и восточнее бассейна Средней Волги. Изложенный материал позволил А.К. Агаджаняну сделать вывод о том, что сообщество мелких млекопитающих местонахождений Тиганы, Аттиково существовало в условиях теплого климата, близкого современному. Большей, однако, была обводненность территории, значительно было разнообразие и контрастность биотопических условий. Возможно, несколько выше были летние температуры.

## ВЫВОДЫ

Таким образом, благодаря комплексным исследованиям, проведенным на территории бассейнов Средней Волги, Нижней Камы, выделены и детально изучены опорные разрезы в ледниковой и перигляциальной областях. Получена их подробная литолого-геохимическая, палеопедологическая, палеонтологическая характеристика, послужившая основой для фацциально-генетического разграничения новейших отложений, расчленения и корреляции выделенных горизонтов, хронологически увязанных посредством микротермологических и палеопедологических данных с временной шкалой плейстоцена. Она позволила выполнить палеогеографические реконструкции природной среды на протяжении от раннего плейстоцена до голоцена включительно; внести ряд новых положений в существующие представления по палеогеографии и стратиграфии новейших отложений восточноевропейского региона Русской равнины, в частности лёссово-почвенной формации, широко распространенной на исследованной территории, но до сих пор слабо изученной и вследствие этого практически нерасчлененной.

1. Благодаря полученным результатам, в плейстоценовой истории Среднего Поволжья отчетливо вырисовываются крупные биоклиматические ритмы: доокский, окско-днепровский этап (включающий лихвинское, каменское межледниковья, роменский этап), днепровское ледниковье, микулинское межледниковье, ранневалдайский перигляциал, средневалдайский интерстадиал, верхневалдайский и голоценовый этапы. На их фоне выделяются более дробные, климатически обусловленные ритмы на протяжении лихвинского и микулинского межледниковий.

2. Направленные и неповторимые изменения природно-климатической обстановки, происшедшие на разных этапах палеогеографического развития рассматриваемой территории в плейстоцене, отразились в ритмичном чередовании разновозрастных ископаемых почв и горизонтов вмещающих их лёссовидных суглинков или фацциально замещающих их осадков; в непрерывности процессов педоседиментогенеза, в существенных перестройках почвенного покрова, в литолого-геохимическом своеобразии новейших отложений.

3. В плейстоценовой истории бассейнов Средней Волги, Нижней Камы выделяется не менее восьми неодинаковых по продолжительности и различных по природно-климатическим условиям эпох интенсивного педогенеза. Каждая из них отличалась присущими только ей особенностями строения почвенного покрова, сочетанием генетических типов, характером их географического распространения, обусловленных общими закономерностями эволюции природной среды плейстоцена. Холодных этапов насчитывается шесть,

из которых два ранних представлены аллювием с бореальными элементами в составе микротерриофауны.

4. Межледниковый почвенный покров на протяжении плейстоцена формировался на всей исследованной территории Среднего Поволжья аналогично современному, образуя сложный зональный спектр почв. Развитие его на водораздельных пространствах происходило в условиях лесных, лесостепных и степных ландшафтов.

5. Полученные результаты позволяют предположить, что в оптимум потепления первой половины раннего плейстоцена в почвенном покрове доминировали разности, сходные с лугово-коричневыми (черноземовидными), лугово-коричневыми, темноцветно-луговыми почвами. Оптимум лихвинского межледниковья характеризовался почвами суббореального лесного и степного генезиса с луговой стадией в развитии последних. В формировании палеопочв этого этапа ведущими были процессы лессиважа, оподзоливания, оглинения, гумусонакопления. Почвенный покров постлихвинской эпохи был представлен брунизами и черноземовидными почвами луговых степей. Последующая эпоха среднеплейстоценового почвообразования имела черты, характерные для почв субаридных субтропиков и степей умеренных широт. В позднем плейстоцене почвообразование становится умеренным относительно аридным и континентальным. Почвы интерстадиальных эпох этого времени отличались дерновым и мерзлотно-глеевым генезисом. Микулинское межледниковье характеризовалось почвообразованием, свойственным умеренному поясу. На этом этапе широкое развитие получили почвы лесного и степного педогенеза.

6. Фауны мелких млекопитающих плиоцен-плейстоцена Среднего Поволжья по своей зоогеографической характеристике занимают промежуточное положение между европейскими и азиатскими фаунами и могут быть использованы как связующее звено при корреляции биостратиграфических схем запада и востока Палеарктики. В истории волжских фаун отчетливо прослеживается постепенное ослабление роли азиатских видов, которое, однако, сохраняется до голоцена. Уже в плиоцене фиксируется появление в бассейне Средней Волги бореальных элементов, которые в последующем встречаются здесь по крайней мере в первой половине раннего плейстоцена, в среднем и позднем плейстоцене и в раннем голоцене, отмечая холодные этапы палеогеографического развития.

7. Показанная динамика в эволюции природной среды плейстоцена в бассейнах Средней Волги, Нижней Камы в основных чертах совпадает с данными, ранее полученными по бассейнам Днепра, Дона.

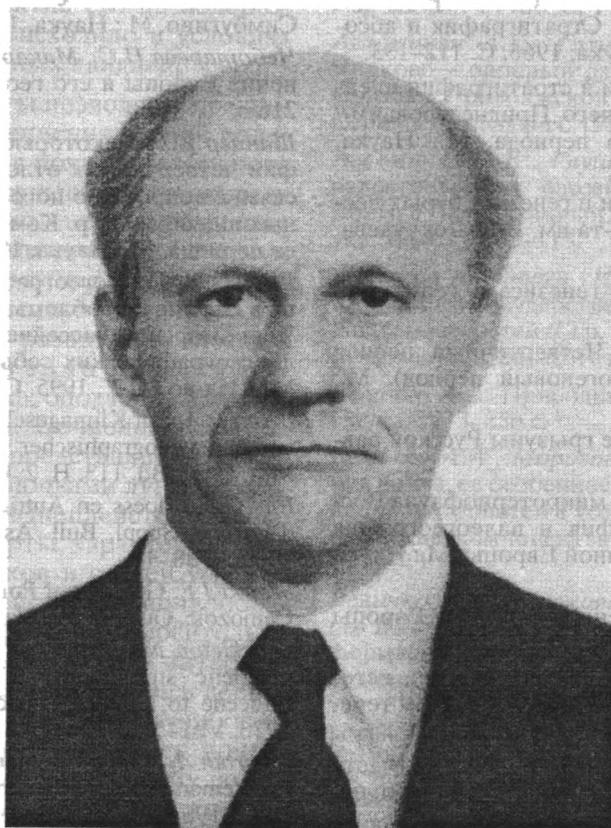
## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И.* Михайловка – опорный разрез плейстоцена Центра Русской равнины. М.: ВИНТИ, 1986, 163 с.
- Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И.* Палеогеография плейстоцена Окско-Донской равнины // Теоретические и методические проблемы палеогеографии. М.: Изд-во МГУ. 1987. С. 145–170.
- Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И., Стурман В.И.* Чирково – опорный разрез плейстоцена внеледниковой зоны Приволжской возвышенности // Вестн. МГУ. Серия 5. География. 1988. № 1. С. 125–133.
- Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И.* Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 103–113.
- Антипов-Каратаев И.Н., Прасолов Л.Н.* Почвы Крымского государственного заповедника и прилегающих местностей // Тр. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. М.: Сельхозгиз, 1932. Т. 7. С. 107–123.
- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Величко А.А., Морозова Т.Д.* Микулинская ископаемая почва, ее особенности и стратиграфическое значение // Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 29–43.
- Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П. и др.* Хроностратиграфия лёссово-почвенной формации и ее значение в корреляции и периодизации ледниковой, перигляциальной и приморской областей // Четвертичный период. Палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца. 1989. С. 14–21.
- Герасимов И.П.* Коричневые почвы средиземноморских областей // Доклады V Международной конференции почвоведов. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 15–25.
- Герасимов И.П.* Генетические, географические, исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976. 298 с.
- Глазовская М.А.* Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. Ч. 1. 231 с., 1973. Ч. 2. 427 с.
- Глушанкова Н.И.* Плейстоценовое почвообразование в бассейнах Днепра, Дона, Средней Волги // Вестн. МГУ. Серия 5. География. 1990а. № 3. С. 48–57.
- Глушанкова Н.И.* Геохимические показатели плейстоценового почвообразования в бассейнах Днепра, Дона, Средней Волги // Ландшафтно-геохимические исследования антропогенных систем. М.: Наука, 1990б. С. 72–99.
- Глушанкова Н.И.* Стратиграфия и палеогеография перигляциальной лёссово-почвенной формации Среднего Поволжья // Краевые образования материковых оледенений. Минск.: Наука и техника, 1990в. С. 35–39.
- Глушанкова Н.И.* Плейстоцен бассейна Средней Волги. М.: ВИНТИ, 1992. 231 с.
- Глушанкова Н.И.* Строение новейших отложений и палеогеография внеледниковой области Среднего Поволжья // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 91–109.

- Глушанкова Н.И.* Плейстоценовый педогенез и палеогеография ископаемых почв Русской равнины // Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: МГУ, 1994. 50 с.
- Горецкий Г.И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964. 415 с.
- Иванова И.К.* Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лёссов // Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966. С. 112–133.
- Иванова И.К.* О геохронологии и стратиграфии плейстоцена (по материалам Среднего Приднестровья) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 108–123.
- Ливеровский Ю.А.* К географии и генезису бурых лесных почв // Тр. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. 1948. Т. 27. С. 132–148.
- Ливеровский Ю.А.* Проблемы генезиса и географии почв. М.: Наука, 1987. 247 с.
- Марков К.К., Величко А.А.* Четвертичный период (Ледниковый период. Антропогенный период). М.: Недра, 1967. Т. 3. 439 с.
- Маркова А.К.* Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 186 с.
- Маркова А.К.* Плейстоценовая микротериофауна Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Наука РАН. 1992. С. 50–94.
- Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 281 с.
- Московитин А.И.* Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении // Тр. ГИН АН СССР. 1958. Вып. 12. 211 с.
- Московитин А.И.* Плейстоцен Европейской части СССР (критический обзор лит. данных) // Тр. Геол. ин-та АН СССР. М. 1965. Вып. 123. 198 с.
- Розанов Б.Г.* О природе контактного осветленного горизонта почв на двучленных породах // Почвоведение. 1957. № 6. С. 43–50.
- Соколов И.А., Быстряков Г.М., Кулинская Е.В.* К характеристике ультраконтинентального холодного аридного почвообразования // Специфика почвообразования в Сибири. Новосибирск.: Наука, 1979. С. 87–102.
- Соколов И.А.* Гидроморфное неглеевое почвообразование // Почвоведение. 1980. № 1. С. 17–23.
- Сухов В.П.* Позднеплейстоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. М.: Наука, 1970. 91 с.
- Сухов В.П.* Мелкие позвоночные // Фауна и флора Симбугино. М.: Наука, 1977. С. 121–139.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А.* Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 216 с.
- Шанцер Е.В.* Некоторые новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Среднего Поволжья в связи с вопросом о погребенных почвах и делювиальных шлейфах // Тр. Комис. по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1935. Т. 4. Вып. 2. С. 39–57.
- Шук С.М.* Палеогеографические события плейстоцена в Европе и проблемы их корреляции с событиями в Черноморском бассейне и в океане // Корреляция палеогеографических событий: материк–шельф–океан. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 33–38.
- Bronger A.* Zur Klimageschichte des Quartärs von Südbaden auf bodengeographischer Grundlage // Petermanns geogr. Mitt. 1969. Bd. 113. H. 2. P. 112–126.
- Fink J.* Le loess en Autriche // La stratigraphie des loess d'Europe. Suppl. Bull. Assoc. Franc. l'étude quaternaire. 1969. P. 28–41.
- Mojski J.E.* Geology of Poland. Vol. 1. Stratigraphy. Part 3. Cainozoic, Quaternary. Warszawa: Wyd. Geol., 1985. 145 p.
- Shackleton N.I., Opdyke N.D.* Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core. V-28-239. Late Pliocene to Latest Pleistocene // Geol. Soc. Amer. Mem. 1976. V. 145. P. 449–464.
- Liberth I.* Einige Bemerkungen zu paleopedologischen Problemen bei der Gliederung der lösse // Ber. Geol. Ges. DDR. 1964. Bd. 9. № 6. P. 54–69.
- Zagwijn N.H.* An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geologie en mijnbouw. 1985. V. 64. P. 17–24.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК (092):55

**ПАМЯТИ БОРИСА МАКСИМОВИЧА КЕЛЛЕРА (1912–1997)**

14 января 1997 г., скончался Борис Максимович Келлер – доктор геолого-минералогических наук, профессор, крупный ученый, геолог с широким кругом научных интересов, посвятивший стратиграфии многие годы своей долгой жизни. 14 октября 1997 г. ему исполнилось бы 85 лет.

Борис Максимович начал геологические исследования в 1933 г., будучи студентом Московского геолого-разведочного института. По окончании института работал в Москве, сначала в Нефтяном геологоразведочном институте (1933–1936 гг.), а затем в течение 50 лет (до 1985 г.) в Геологическом институте Академии наук, где начинал свои исследования под руководством В.В. Меннера. В 1956 г. Б.М. Келлер возглавил созданную им при поддержке Н.С. Шатского и В.В. Меннера исследовательскую группу для изучения стратиграфии верхнего докембрия, которая позже была преобразована в Лабораторию стратиграфии верхнего докембрия.

Научные интересы и исследования Бориса Максимовича были поразительно разнообразны и неизменно плодотворны. В 30-е годы он изучал фораминиферы и стратиграфию мела и палеогена в нефтеносных провинциях на юге СССР, в 40-е годы – каменноугольные отложения и формации Урала, в 50-е годы – стратиграфию и граптолиты ордовика Казахстана, а начиная с 50-х годов и до выхода на пенсию – стратиграфию, формации, органические остатки и геологическую историю позднего докембрия. За свою более чем полувековую научную деятельность он уделил много внимания также общим проблемам геологии – геологическим формациям, теоретическим вопросам стратиграфии, палеогеографии, научной информатики. В 27 лет Б.М. Келлер защитил кандидатскую, а в 36 лет – докторскую диссертацию. Всего им опубликовано около 150 работ, в том числе несколько монографий. Благодаря своим трудам, эрудиции и большой энергии Б.М. Келлер быстро получил признание как один из ведущих геологов и стратиграфов СССР. Его

большие научные достижения были заслуженно отмечены орденом Трудового Красного Знамени.

Характерной чертой исследований Бориса Максимовича была смелость, с которой он брался за решение новых проблем. Он всегда выбирал животрепещущие темы (он их называл “зажигательными”), решение которых назрело и было необходимо для дальнейшего развития геологии и стратиграфии, независимо от того, с какой геологической эрой связано. Стратиграфические исследования он стремился проводить комплексно и, обладая незаурядным организаторским талантом, привлекал к разработке поставленных задач большой круг специалистов, владеющих разными методами исследований: биостратиграфов, изучающих разные группы фауны и флоры, геохронологов, литологов, региональных геологов и т.д. Обычно эти группы объединяли геологов ГИНа и других учреждений, центральных и региональных. Большой, тщательно собранный и обработанный этими неформальными коллективами фактический материал позволял не только получать новые важные результаты по региональной стратиграфии и геологии, но и делать крупные научные обобщения. Поэтому исследования, которыми руководил Б.М. Келлер, в большинстве случаев завершались фундаментальными публикациями – монографиями или как минимум сериями крупных статей, которые становились важными вехами в решении той или иной проблемы.

Типичным примером такого стиля исследований была многолетняя разработка под руководством Бориса Максимовича комплекса стратиграфических методов для изучения верхнего докембрия и создания единой стратиграфической шкалы верхнего докембрия СССР. Эти работы проводились в Лаборатории стратиграфии верхнего докембрия ГИНа с привлечением сотrudников многих других учреждений и включали изучение, с одной стороны, строматолитов, микрофитолитов и микрофоссилий, с другой – изотопного возраста отложений, а с третьей – палеогеографии и тиллитов почти во всех главных разрезах верхнего докембрия на территории СССР – на Урале, Русской и Сибирской платформах, в Средней Азии. Позднее эти исследования распространились на ряд важных зарубежных разрезов Шпицбергена, США, Канады, Австралии, КНР, Польши, Индии и Англии. Результатами исследований стали серия монографий Б.М. Келлера и других участников исследований по региональной стратиграфии, по методам стратиграфических исследований в верхнем докембрии, созданная под его руководством фундаментальная сводка “Стратиграфия верхнего докембрия” (в многотомной серии “Стратиграфия СССР”) и первая единая стратиграфическая шкала верхнего докембрия СССР (1979 г.), ставшая основой при геологическом картировании районов развития рифея и венда на

всей территории страны. Эти выдающиеся работы составили целую эпоху в изучении верхнего докембрия.

Начатые еще в 1952 г. работы по верхнему докембрию стали главным делом жизни Бориса Максимовича. Он предложил общепризнанное ныне трехчленное деление рифея, сделал первые важные находки венд-эдиакарской фауны на Русской платформе, открывшие широкие перспективы для изучения этой уникальной страницы палеонтологической летописи, внес большой вклад в разработку историко-геологического метода расчленения докембрия и в историко-геологическое обоснование границ общих подразделений рифея, а также в выяснение специфики последних. Работы Б.М. Келлера заложили методологическую основу современной хроностратиграфии докембрия. Особенно существенно, что он продемонстрировал как следует использовать, с одной стороны, комплекс геологических, палеонтологических и физических методов для решения многих стратиграфических проблем, а с другой – опираться на реально наблюдаемые стратиграфические соотношения для интерпретации геологического значения изотопно-геохронологических, палеоклиматических или тектонических данных. Нельзя не отметить и того, что под руководством и при непосредственном участии Б.М. Келлера были составлены уникальные для своего времени палеогеографические и палеотектонические карты рифея и венда СССР и внесен очень большой вклад в изучение строения, палеонтологии и изотопного возраста стратотипа рифея.

Научные исследования Б.М. Келлера очень органично сочетались с его научно-педагогической работой: он привлекал к ним своих аспирантов и аспирантов из других учреждений; на материалах этих исследований основывались кандидатские и докторские диссертации многих других участников работ. Борис Максимович внимательно следил за процессом подготовки диссертаций, индивидуально и на заседаниях своей лаборатории обсуждал результаты и ход работы, одобряя, критикуя, подбадривая, а иногда и подгоняя авторов. Все они, и аспиранты, и соискатели, получали при этом необходимую методическую, организационную и моральную поддержку со стороны Бориса Максимовича. Не будет преувеличением сказать, что в течение своей жизни он воспитал или содействовал становлению не одного десятка кандидатов и более десятка докторов наук. Кроме того, привлекая молодых специалистов к своим исследованиям, он помог сформироваться очень многим стратиграфам и геологам, ставшим впоследствии видными специалистами. В этом отношении он по праву и более чем достойно носил звание профессора. Недаром именно Московский университет издал в 1968 г. его книгу “Верхний протерозой Русской платформы

(рифей и венд)”, являющуюся фактически учебным курсом.

Обширной и очень энергичной была также научно-организационная деятельность Б.М. Келлера. Он был одним из наиболее активных членов Межведомственного стратиграфического комитета и в течение трех десятков лет очень успешно руководил постоянной комиссией МСК по верхнему докембрию. За это время по его инициативе и при его живом участии было проведено несколько всесоюзных совещаний по докембрию, которые выработали сперва региональные, а затем и общесоюзные стратиграфические шкалы для докембрийских отложений. Активно работал Б.М. Келлер также в ВАКе, библиотечном комитете, других многочисленных научных комитетах и комиссиях АН СССР.

С момента образования ВИНТИ и до середины 80-х годов Борис Максимович работал в этом институте и, будучи редактором разделов “Общая геология” и “Стратиграфия. Палеонтология” реферативного журнала “Геология”, участвовал в разработке концепции и структуры информационных журналов в области геологических наук, а также осуществлял огромную текущую редакторскую работу. Высокий научный уровень этих журналов, бывших долгое время столь популярными у геологов, в немалой степени обеспечивался трудами Б.М. Келлера.

Весьма активной была и другая издательская деятельность Б.М. Келлера. Он опубликовал ряд научно-популярных брошюр и статей, редактировал и писал геологические очерки для энциклопедий, редактировал переводы и участвовал в переводе на русский язык таких капитальных работ по геологии, как монографии К. Данбара и Дж. Роджерса “Основы стратиграфии” (1962), М. Жинью “Стратиграфическая геология” (1952), избранные работы китайских геологов. Под его редакцией, по его инициативе или при его содействии вышло несколько десятков книг в издательствах “Наука”, “Недра”, ВИНТИ и других. Большинство из них были посвящены наиболее актуальным вопросам стратиграфии.

Многие работы Бориса Максимовича сохранили свое научное значение до сих пор, несмотря на то, что они были выполнены много лет назад. Невозможно перечислить все подобные примеры. Скажем лишь о некоторых из них. Микропалеонтологи до сих пор восхищаются работами Б.М. Келлера по мелу, опубликованными еще в 30-х годах. Они отмечают, что эти работы содержат почти все элементы современного биостра-

тиграфического анализа: изучение планктонных и бентосных фораминифер, прекрасное изложение региональной стратиграфии, субглобальные корреляции с учетом биогеографических, климатических и фациальных особенностей; наконец, они были одними из первых, наглядно продемонстрировавших важную роль микропалеонтологии для нефтяной геологии. Последнее помогло быстрому развитию у нас этого направления биостратиграфии. Другим примером могут служить известные работы Б.М. Келлера 1940–1970 годов по флишевым формациям, по формационным рядам рифея, интерпретации геодинамических обстановок их накопления и по эволюции формаций в истории Земли. Несомненной заслугой Бориса Максимовича, которая оценена специалистами по формациям только в последнее время, является выделение им комплексов аллохтонных терригенных формаций.

Самым же главным научным наследием Бориса Максимовича, сохранившим свое большое значение, являются, конечно, его работы по стратиграфии верхнего докембрия и его научная школа в этой области геологии, которая и сейчас занимает видное место в ряду отечественных геологических школ.

Борис Максимович был большим энтузиастом в науке, но отнюдь не кабинетным ученым, так как очень любил “живую” геологию и был опытейшим полевым геологом. С геологическим молотком и рюкзаком он объехал практически весь Советский Союз. Любимыми районами его полевых работ были Урал, Крым и Казахстан. Свой последний полевой сезон он провел на Урале, когда ему было 72 года, а за два года до этого он участвовал в полевых работах, проводившихся в Хараулахских горах, на севере Якутии. Он был чрезвычайно доброжелательным, интеллигентным, общительным и оптимистически настроенным человеком. До последних дней он живо интересовался литературой, искусством, историей. Общаться с ним было приятно, интересно и всегда поучительно.

Добрая и благодарная память о Борисе Максимовиче сохранится не только в его многочисленных трудах, но и в душах всех тех, кто знал его, работал с ним или учился у него.

*Ю.Г. Леонов, Ю.М. Пуцаровский,  
М.А. Самихатов, Б.С. Соколов, Ю.Б. Гладенков,  
В.А. Крашенинников, А.Ю. Розанов,  
М.А. Федонкин, Т.Н. Хераскова, Н.М. Чумаков*

УДК (092):55

**ГРИГОРИЙ ЯКОВЛЕВИЧ КРЫМГОЛЬЦ (1907–1997)**

2 октября 1997 г. ушел из жизни профессор кафедры исторической геологии Санкт-Петербургского университета Григорий Яковлевич Крымголец.

В его лице российская наука потеряла выдающегося стратиграфа и палеонтолога, замечательного знатока юрской системы, ее аммонитов и белемнитов.

Г.Я. Крымголец родился 20 января 1907 г. в г. Симферополе. В 1924 г. приехал в Ленинград и поступил на геолого-почвенное отделение физико-математического факультета ЛГУ, которое окончил в 1929 г. в составе первого массового выпуска геологов СССР (около 30 человек), среди которых преобладали стратиграфы-палеонтологи (О.С. Вялов, А.Г. Эберзин, Н.П. Лупов, В.С. Слодкевич и др.). Еще будучи студентом, Григорий Яковлевич начал работать в Геолкоме (ВСЕГЕИ), связи с которым не прерывал до последних лет жизни. В 1932 г. по совместительству начал преподавать на геологическом факультете

ЛГУ, а в 1948 г. окончательно перешел работать на кафедру исторической геологии ЛГУ в должности доцента. В 1965 г., после блестящей защиты докторской диссертации во ВСЕГЕИ, становится профессором. Ушел из университета в 1994 г. из-за плохого состояния здоровья, но связь с кафедрой не прерывал до конца жизни.

Блестящий стратиграф и многоопытный исследователь-полевик, Григорий Яковлевич глубоко интересовался общими проблемами стратиграфии и особенно категорией зональных подразделений, используемых в глобальной и региональной стратиграфии. Четверть века тому назад он ввел для зон палеобиогеографических провинций новое понятие лона (Lona), получившее широкое признание в фанерозойской стратиграфии и нашедшее отражение в системе стратиграфических подразделений Стратиграфического кодекса России.

Будучи преподавателем университета с 1934 г., Григорий Яковлевич воспитал целую плеяду учеников, среди которых многие стали видными гео-

логами, профессорами и членами различных академий. Он был любимым учителем, умело передававшим свои обширные знания, внимательно вникавшим в предмет исследований своих учеников и всегда способствовавшим успешному завершению курсовой или дипломной работы, кандидатской или докторской диссертации, статьи или книги.

Г.Я. Крымголец был руководителем 24 аспирантов, защитивших кандидатские диссертации (Россия, Украина, Грузия, Азербайджан, Армения, Туркмения, Узбекистан, Таджикистан, Румыния, Болгария, Германия, Вьетнам).

Г.Я. Крымголец обладал огромным научным авторитетом во всем мире. Он был председателем постоянной Комиссии по стратиграфии юрской системы МСК СССР (Россия); членом бюро МСК; членом Международной комиссии по стратиграфии юры; почетным членом и членом Совета ВПО, членом проблемного совета по палеонтологии АН СССР; членом президиума и секции геологии и минералогии Ленинградского (С.-Петербургского) общества естествоиспытателей; членом ученых советов геологического факультета и ВСЕГЕИ и специализированных докторских советов тех же учреждений, организатором и научным руководителем Туркменской экспедиции ЛГУ, просуществовавшей с 1956 по 1991 г.

Его перу принадлежит около 150 работ, среди них следующие наиболее крупные статьи и монографии: Верхнеюрские *Cylindroteuthinae* Тимана, бассейна р. Сысолы и Оренбургской губернии (1929 г.); Юрские белемниты Крыма и Кавказа (1931 г.); Материалы по стратиграфии юры и нижнего мела Туркмении (1934 г.); Нижнемеловые белемниты Кавказа (1939 г.); Материалы по стратиграфии морской юры р. Буреи (1939 г.); Стратиграфия и фауны морских мезозойских отложений Северной Сибири (1953 г.); Методика определения мезозойских головоногих (1960 г.); Аммониты нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа (1961 г.). Кроме того, автор и редактор томов таких работ, как Геология СССР, т. IX; Северный Кавказ (2 издания, 1947, 1968); т. XXII – Туркмения (2 издания, 1957, 1972); Геологическое строение СССР, т. I, 1968; Атлас руководящих

форм ископаемых фаун СССР, т. VIII, IX, 1947, 1949; Основы палеонтологии. Моллюски. Головоногие, т. II. Аммоноидеи, внутреннераковинные, 1958; Атлас палеогеографических карт СССР, т. III. Мезозой, 1961; Стратиграфия СССР. Юрская система, 1972; Зоны юрской системы в СССР, 1982 (переведенная на английский язык “The Jurassic Ammonite Zones of the Soviet Union. The Geol. Soc. of America”. 1988).

Г.Я. Крымголец был награжден орденами Трудового Красного Знамени, “Знак Почета”, медалями, значками “Отличник разведки недр”, медалью “50 лет работы в С.-Петербургском университете”.

Григорий Яковлевич был удивительно светлым человеком, с которым стремились общаться многие, и не случайно рядом с ним всегда были люди как старшего, так и младшего поколения, и все получали от него добрый совет, необходимые разъяснения и консультации, а при необходимости благожелательное напутствие. Он учил не только принципам стратиграфии, но и принципам научной этики, добросовестности и порядочности, примером чего была вся его долгая творческая жизнь, жизнь не суетная и не корыстная, щедро отдаваемая окружающим его ученикам и коллегам.

Со смертью Г.Я. Крымгольца мы лишились прекрасного геолога, крупнейшего стратиграфа (главного “юриста”), великолепного педагога и замечательного старшего товарища. Григория Яковлевича нет с нами. Но в нашей памяти он останется навсегда таким, каким был при жизни – человеком высокой культуры, принципиальности, доброты и душевной щедрости. Светлую память о нем сохраняют тысячи выпускников Санкт-Петербургского университета, палеонтологи и стратиграфы России, ближнего и дальнего зарубежья, все, кто общался с ним, пользовался его советами или трудами.

*Б.С. Соколов, А.И. Жамойда,  
В.А. Прозоровский, Е.Л. Прозоровская,  
К.И. Кузнецова, М.А. Семихатов,  
М.А. Ахметьев, Ю.Б. Гладенков, К.О. Ростовцев*

## **УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ НАУЧНОЙ ПЕРИОДИКИ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"**

Подписка на академические журналы издательства "Наука" во II полугодии 1998 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России "Подписка-98" (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

**Специальные (сниженные) цены** предоставляются Российской академией наук государственным академическим, библиотечным, вузовским, отраслевым научно-исследовательским организациям, их сотрудникам, докторантам и аспирантам. Обращаем Ваше внимание, что цена подписки на II полугодие 1998 года изменена по сравнению с подпиской на I полугодие.

**Индивидуальные подписчики** указанных организаций смогут оформить подписку по специальным ценам в редакциях соответствующих журналов либо непосредственно в Издательстве или его Санкт-Петербургском и Екатеринбургском отделениях по предъявлении служебного удостоверения. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу "Один специалист – одна подписка".

**Коллективные подписчики** для оформления своего заказа должны будут направить в Издательство "Наука" надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении Издательством полученных заявок оплата производится через отделения банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО "Агентство подписки и розницы" (АПР).

Специализирующиеся на комплектовании научных и вузовских библиотек академические организации (БАН, БЕН, ИНИОН, ГПНТБ СО РАН, а также ВИНТИ и др.) могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в Издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, получившим право подписки по специальным ценам в предыдущем полугодии, достаточно будет при оформлении подписки во II полугодии 1998 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков будут приниматься только с печатью организации (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов Издательства "Наука", имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117864, ГСП-7 Москва, В-485 Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

**В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по вашему адресу.**

**Издательство "Наука"**

# Российская академия наук \* Издательство "Наука"

Заявка, подписанная руководителем и заверенная печатью организации, направляется письмом в Издательство "Наука" по адресу: 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90. Для ускорения обработки Вашего заказа высылайте копию заявки по факсу (095) 420-22-20, 334-76-50, либо по электронной почте nauka@apr.ru nauka@apr.msk.su WWW: HTTP:\www.apr.ru

## Заявка на специальную подписку

**на журналы Издательства "НАУКА"**

**Физика. Математика  
Астрономия. Геология  
Географические науки  
Технические науки**

**с доставкой по почте через Агентство подписки и розницы (АПР)**

**во 2-ом полугодии 1998 года**

Наименование организации (сокращенно и полностью) \_\_\_\_\_  
 Местонахождение: почтовый индекс \_\_\_\_\_ Область (край, респ.) \_\_\_\_\_  
 город \_\_\_\_\_ ул. \_\_\_\_\_ дом \_\_\_\_\_ корп. \_\_\_\_\_  
 код+тел. \_\_\_\_\_ факс \_\_\_\_\_ e-mail \_\_\_\_\_  
 Полный почтовый адрес организации для писем и бандеролей (если он отличается от адреса местонахождения) \_\_\_\_\_

Номер кода, под которым Вы зарегистрированы в АПР (если обращались ранее) \_\_\_\_\_

**Просим оформить специальную адресную подписку на отмеченные ниже журналы:**

Индекс	Наименование журнала	Кол-во номеров в полугодии	Кол-во заказываемых номеров (впишите в колонку соответствующего месяца количество заказываемых экземпляров)						Всего подписано номеров на 11 <sup>ое</sup> полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена одного номера (в руб.)	ИТОГО сумма в рублях (10 × 11)
			июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70001	Автоматика и телемеханика	6								20	
70010	Акустический журнал	3								21	
70237	Алгебра и анализ	3								26	
70030	Астрономический вестник	3								20	
70024	Астрономический журнал	3								21	
70053	Биофизика	3								21	
70134	Водные ресурсы	3								22	
70162	Вулканология и сейсмология	3								18	
70217	Геология рудных месторождений	3								20	
70218	Геомагнетизм и астрономия	3								20	
70215	Геоморфология	2								19	
70228	Геотектоника	3								21	
70393	Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология	3								19	
70253	Дефектоскопия	6								18	
70239	Дискретная математика	2								21	
70244	Доклады РАН	18								21	
70287	Журнал вычислительной математики и математической физики	6								19	



Индекс	Наименование журнала	Кол-во номеров в полугодие	Кол-во заказываемых номеров (впишите в колонку соответствующего месяца количество заказываемых экземпляров)						Всего подписано номеров на 1 <sup>ое</sup> полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена одного номера (в руб.)	ИТОГО сумма в рублях (10 × 11)
			июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70797	Расплавы	3								19	
70810	Сенсорные системы	2								20	
73390	Стратиграфия. Геологическая корреляция	3								22	
70982	Теоретическая и математическая физика	6								19	
70965	Теория вероятностей и ее применения	2								49	
70967	Теплофизика высоких температур	3								24	
71002	Успехи математических наук	3								23	
70361	Физика Земли	6								20	
71034	Физика и техника полупроводников	6								29	
71059	Физика и химия стекла	3								24	
71022	Физика металлов и металловедение	6								19	
71058	Физика плазмы	6								18	
71023	Физика твердого тела	6								34	
71036	Функциональный анализ и его приложения	2								18	
71140	Ядерная физика	6								26	
<b>ВСЕГО заказано журналов на сумму:</b> _____ (прописью)											

НДС не облагается. Оплату гарантируем на расчетный счет ЗАО "Агентство подписки и розницы" в течение 5 банковских дней после получения счета.

ДИРЕКТОР ОРГАНИЗАЦИИ

М. П.

ГЛАВНЫЙ БУХГАЛТЕР

**ВНИМАНИЕ:** Оплата заказа производится только после получения счета от ЗАО "АГР". Издательство "Наука" не гарантирует исполнение подписных заказов на номера журналов, вышедшие из печати до получения настоящей Заявки, а также неоплаченных заявок. Отправка заказанных и оплаченных периодических изданий производится Агентством подписки и розницы в течение 10-ти дней со дня выхода издания из печати заказными отправлениями на адрес, указанный Организацией в настоящей заявке. Претензии по доставке периодических изданий направлять в АГР по адресу: 103009 Москва, Страстной бульвар, дом 4, офис 94; тел. (095) 974-11-11, факс (095) 209-36-66, e-mail nauka@apr.ru nauka@apr.msk.su WWW: HTTP://www.apr.ru

# Российская академия наук \* Издательство "Наука"

Заявка, подписанная руководителем и заверенная печатью организации, направляется письмом в Издательство "Наука" по адресу: 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90. Для ускорения обработки Вашего заказа высылайте копию заявки по факсу (095) 420-22-20, 334-76-50, либо по электронной почте nauka@apr.ru nauka@apr.msk.su WWW: HTTP://www.apr.ru

## Заявка на специальную подписку на журналы Издательства "НАУКА"

**Химические науки  
Биологические науки  
Журналы РАН общего  
содержания**

**с доставкой по почте через Агентство подписки и розницы (АПР)**

**во 2-ом полугодии 1998 года**

Наименование организации (сокращенно и полностью) \_\_\_\_\_  
 Местонахождение: почтовый индекс \_\_\_\_\_ Область (край, респ.) \_\_\_\_\_  
 город \_\_\_\_\_ ул. \_\_\_\_\_ дом \_\_\_\_\_ корп. \_\_\_\_\_  
 код+тел. \_\_\_\_\_ факс \_\_\_\_\_ e-mail \_\_\_\_\_  
 Полный почтовый адрес организации для писем и бандеролей (если он отличается от адреса местонахождения) \_\_\_\_\_

Номер кода, под которым Вы зарегистрированы в АПР (если обращались ранее) \_\_\_\_\_

**Просим оформить специальную адресную подписку на отмеченные ниже журналы:**

Индекс	Наименование журнала	Кол-во номеров в полугодии	Кол-во заказываемых номеров (впишите в колонку соответствующего месяца количество заказываемых экземпляров)						Всего подписано номеров на 10 <sup>ое</sup> полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена одного номера (в руб.)	ИТОГО сумма в рублях (10 × 11)
			июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70008	Агрохимия	6								18	
70112	Биологические мембраны	3								18	
71151	Биология моря	3								17	
71150	Биоорганическая химия	6								18	
70054	Биохимия	6								18	
70056	Ботанический журнал	6								24	
70134	Водные ресурсы	3								22	
70147	Вопросы ихтиологии	3								23	
70178	Высокомолекулярные соединения	6								24	
70211	Генетика	6								20	
70219	Геохимия	6								18	
70244	Доклады РАН	18								21	
70284	Журнал аналитической химии	6								19	
70286	Журнал высшей нервной деятельности им. И. Павлова	3								20	
70293	Журнал общей биологии	3								20	
70294	Журнал общей химии	6								30	
70301	Журнал органической химии	6								30	



Индекс	Наименование журнала	Кол-во номеров в полугодие	Кол-во заказываемых номеров (впишите в колонку соответствующего месяца количество заказываемых экземпляров)						Всего подписано номеров на II <sup>ое</sup> полугодие  (4+5+6+7+8+9)	Цена одного номера (в руб.)	ИТОГО сумма в рублях  (10 × 11)
			июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
71152	Физиология человека	3								20	
71068	Химическая физика	6								18	
71051	Химия высоких энергий	3								18	
71052	Химия твердого топлива	3								18	
71063	Цитология	6								23	
71113	Электрохимия	6								22	
71110	Энтомологическое обозрение	2								28	
<b>ВСЕГО заказано журналов на сумму:</b>			_____ (прописью)								

НДС не облагается. Оплату гарантируем на расчетный счет ЗАО "Агентство подписки и розницы" в течение 5 банковских дней после получения счета.

ДИРЕКТОР ОРГАНИЗАЦИИ

М. П.

ГЛАВНЫЙ БУХГАЛТЕР

**ВНИМАНИЕ:** Оплата заказа производится только после получения счета от ЗАО "АПР". Издательство "Наука" не гарантирует исполнение подписных заказов на номера журналов, вышедшие из печати до получения настоящей Заявки, а также неоплаченных заявок. Отправка заказанных и оплаченных периодических изданий производится Агентством подписки и розницы в течение 10-ти дней со дня выхода издания из печати заказными отправлениями на адрес, указанный Организацией в настоящей заявке. Претензии по доставке периодических изданий направлять в АПР по адресу: 103009 Москва, Страстной бульвар, дом 4, офис 94; тел. (095) 974-11-11, факс (095) 209-36-66, e-mail nauka@apr.ru nauka@apr.msk.su WWW: HTTP:\www.apr.ru

# Российская академия наук \* Издательство "Наука"

## Заявка индивидуального подписчика на специальную подписку на журналы Издательства "НАУКА"

с доставкой по почте через Агентство подписки и розницы (АПР)

во 2-ом полугодии 1998 года

Ф.И.О. (полностью) \_\_\_\_\_

Место работы и должность: \_\_\_\_\_

Полный почтовый адрес: \_\_\_\_\_

телефон: \_\_\_\_\_ e-mail \_\_\_\_\_

Номер кода, под которым Вы зарегистрированы в АПР (если обращались ранее) \_\_\_\_\_

Индекс	Наименование журнала	На 1998 год по месяцам (отметьте крестиком)						Кол-во комп- лектов	Итого сумма в рублях
		июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь		
								1	
								1	
								1	
								1	
								1	
								1	
								1	
								1	
								1	
								1	
								1	

М. П.

**Заполните заявку (копию заявки) и отправьте** письмом в Издательство "Наука" по адресу: 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, или по факсу (095) 420-22-20 или 334-76-50. Информацию о ценах можно получить из Заявок на специальную адресную подписку, разосланных в организации, или по телефону для справок: (095) 334-74-50 и 974-11-11.

**ВНИМАНИЕ:** Оплата заказа производится через отделение банка или почтовым переводом **только после** получения подписчиком счета с банковскими реквизитами от ЗАО "Агентство Подписки и Розницы" (АПР) – официального распространителя изданий Издательства "Наука".

Издательство "Наука" не гарантирует исполнение заказов на номера журналов, вышедшие из печати до получения настоящей Заявки, а также неоплаченных заявок. Отправка заказанных и оплаченных периодических изданий производится Агентством подписки и розницы в течение 10-ти дней со дня выхода издания из печати заказными отправлениями на адрес, указанный в настоящей заявке. Претензии по доставке периодических изданий направляйте в АПР по адресу: 103009 Москва, Страстной бульвар, дом 4, офис 94; тел. (095) 974-11-11, факс (095) 209-36-66, e-mail nauka@apr.ru nauka@apr.msk.su WWW: HTTP:\www.apr.ru

**Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках**

Агрохимия  
Акустический журнал  
Астрономический вестник  
Астрономический журнал  
Биология моря  
Биоорганическая химия  
Биофизика  
Биохимия  
Вестник РАН  
Водные ресурсы  
Вопросы ихтиологии  
Высокомолекулярные соединения

Генетика  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника  
Геохимия  
Геоэкология  
Государство и право  
Доклады академии наук

Журнал аналитической химии  
Журнал вычислительной математики  
и математической физики  
Журнал неорганической химии  
Журнал общей химии  
Журнал органической химии  
Журнал прикладной химии  
Журнал физической химии  
Журнал эволюционной биохимии и физиологии  
Защита металлов  
Зоологический журнал  
Известия АН. Серия биологическая  
Известия АН. Серия литературы и языка  
Известия АН. Теория и системы управления  
Известия АН. Физика атмосферы и океана  
Кинетика и катализ  
Коллоидный журнал  
Координационная химия  
Космические исследования  
Кристаллография  
Лесоведение  
Литология и полезные ископаемые  
Микробиология  
Микроэлектроника  
Молекулярная биология  
Неорганические материалы  
Нефтехимия  
Океанология  
Онтогенез  
Оптика и спектроскопия  
Палеонтологический журнал  
Петрология  
Письма в Астрономический журнал  
Почвоведение  
Приборы и техника эксперимента  
Прикладная биохимия и микробиология  
Проблемы прогнозирования  
Программирование  
Радиохимия  
Радиотехника и электроника  
Стратиграфия. Геологическая корреляция  
Теоретические основы химической технологии  
Теплофизика высоких температур  
Теплоэнергетика  
Труды Математического института имени В.А. Стеклова  
Физика Земли  
Физика и химия стекла  
Физика металлов и металловедение  
Физика плазмы  
Физиология растений  
Физиология человека  
Химия высоких энергий  
Экология  
Электрохимия  
Энтомологическое обозрение  
Ядерная физика

*Agricultural Chemistry*  
*Acoustical Physics*  
*Solar System Research*  
*Astronomy Reports*  
*Russian Journal of Marine Biology*  
*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*  
*Biophysics*  
*Biochemistry (Moscow)*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*  
*Journal of Ichthyology*  
*Polymer Science. Series A*  
*Polymer Science. Series B*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geology of Ore Deposits*  
*Geotectonics*  
*Geochemistry International*  
*Environmental Geoscience*

*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*  
*Journal of Analytical Chemistry*  
*Computational Mathematics and Mathematical Physics*

*Russian Journal of Inorganic Chemistry*  
*Russian Journal of General Chemistry*  
*Russian Journal of Organic Chemistry*  
*Russian Journal of Applied Chemistry*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*  
*Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology*  
*Protection of Metals*  
*Russian Journal of Zoology*  
*Biology Bulletin*

*Journal of Computer and Systems Sciences International*  
*Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*  
*Kinetics and Catalysis*  
*Colloid Journal*  
*Russian Journal of Coordination Chemistry*  
*Cosmic Research*  
*Crystallography Reports*  
*Russian Forest Sciences*  
*Lithology and Mineral Resources*  
*Microbiology*  
*Russian Microelectronics*  
*Molecular Biology*  
*Inorganic Materials*  
*Petroleum Chemistry*  
*Oceanology*  
*Russian Journal of Developmental Biology*  
*Optics and Spectroscopy*  
*Paleontological Journal*  
*Petrology*  
*Astronomy Letters*  
*Eurasian Soil Science*  
*Instruments and Experimental Techniques*  
*Applied Biochemistry and Microbiology*  
*Studies on Russian Economic Development*  
*Programming and Computer Software*  
*Radiochemistry*  
*Journal of Communications Technology and Electronics*  
*Stratigraphy and Geological Correlation*  
*Theoretical Foundations of Chemical Engineering*  
*High Temperature*  
*Thermal Engineering*  
*Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics*  
*Izvestiya, Physics of the Solid Earth*  
*Glass Physics and Chemistry*  
*The Physics of Metals and Metallography*  
*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*Human Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Ecology*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Entomological Review*  
*Physics of Atomic Nuclei*

**Журналы МАИК “Наука”, выходящие в свет на английском языке**

*Laser Physics*  
*Pattern Recognition and Image Analysis*