

ISSN 0016-853X

Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2000



# ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор  
Ю.М. Пуцаровский

<http://www.maik.rssi.ru>

Журнал основан в январе 1965 года.  
Выходит 6 раз в год.



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

*Российская академия наук*

# **ГЕОТЕКТОНИКА**

**№ 5 2000 Сентябрь–Октябрь**

Основан в 1965 г.  
Выходит 6 раз в год  
ISSN: 0016-853x

*Главный редактор*  
**Ю.М. Пуцаровский**

*Заместитель главного редактора*  
**А.А. Моссаковский**

*Ответственный секретарь*  
**В.С. Буртман**

**Редакционная коллегия:**

**Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), А.Л. Книппер,  
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,  
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев,  
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин**

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

**Yu.M. Pushcharovsky – Editor**  
**A.A. Mossakovsky – Coeditor**  
**V.S. Burtman – Secretary**

**Editorial board**

**Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), R.G. Coleman (USA),  
K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko,  
N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev,  
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin**

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

*Postmaster:* "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

*Зав. редакцией* М.Н. Шуплецова

*Научные редакторы* Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков

*Адрес редакции:* 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН  
Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

*Адрес издателя:* 117864, Москва, ул. Профсоюзная, 90

**Москва**  
**Издательство "Наука"**  
**Международная академическая**  
**издательская компания "Наука/Интерпериодика"**

---

© Российская академия наук.  
Отделение геологии, геофизики,  
геохимии и горных наук РАН.  
Геологический институт, 2000 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 5, 2000

---

---

Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика <i>В. В. Ярмолук, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин</i>	3
Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы <i>А. С. Балувев, В. М. Моралев, М. З. Глуховский, Е. С. Пржиялговский, Е. Н. Терехов</i>	30
Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов <i>К. Н. Шатагин, О. В. Астраханцев, К. Е. Дегтярев, М. В. Лучицкая</i>	44
Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным) <i>В. С. Буртман, Г. З. Гурарий, А. В. Дворова, Н. Б. Кузнецов, С. В. Шипунов</i>	61
Таухинский террейн Южного Сихотэ-Алиня: строение и условия формирования <i>И. В. Кемкин, Р. А. Кемкина</i>	71
Происхождение и геодинамика кайнозойских седиментационных провинций Центральной части Балканского полуострова <i>М. Марович, И. Докович, Л. Пешич, М. Тольич, Н. Герзина</i>	80

---

## ХРОНИКА

Тектоническое совещание “Общие проблемы тектоники. Тектоника России” <i>Ю. В. Карякин</i>	94
--	----

---

---

# Contents

---

---

## No. 5, 2000

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

---

---

North Asia Superplume Activity in the Phanerozoic: Magmatism and Geodynamics <i>V. V. Yarmoluk, V. I. Kovalenko, and M. I. Kuzmin</i>	3
The Tectonic Evolution and Magmatism of the Belomorian Rift System <i>A. S. Baluev, V. M. Moralev, M. Z. Glukhovskii, E. S. Przhijalgovskii, and E. N. Terekhov</i>	30
The Heterogeneity of the Continental Crust in the Eastern Urals: The Results of an Isotope-Geochemical Study of Paleozoic Granitoids <i>K. N. Shatagin, O. V. Astrakhantsev, K. E. Degtyarev, and M. V. Luchitskaya</i>	44
The Uralian Paleoocean in the Devonian (As Inferred from Paleomagnetic Data) <i>V. S. Burtman, G. Z. Gurarii, A. V. Dvorova, N. B. Kuznetsov, and S. V. Shipunov</i>	61
Taukha Terrane of Southern Sikhote Alin: Geology and Evolution <i>I. V. Kemkin and R. A. Kemkina</i>	71
The Genesis and Geodynamics of Paleogene-Neogene and Neogene Sedimentation Provinces of the Central Balkan Peninsula <i>M. Marović, I. Doković, L. Pešić, M. Toljić, and N. Gerzina</i>	80
<b>Chronicle</b>	
Tectonic Conference "General Problems of Tectonics. Tectonics of Russia" <i>Yu. V. Karyakin</i>	94

---

---

---

Сдано в набор 06.06.2000 г.	Подписано к печати 07.08.2000 г.	Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отт. 4.1 тыс.	Уч.-изд. л. 12.0	Бум. л. 6.0
	Тираж 326 экз.	Зак. 3850		

---

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации  
Учредители: Российская академия наук,  
Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,  
Геологический институт (ГИН) РАН

---

Адрес издателя: 117864, Москва, Профсоюзная ул., 90  
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 551.24.01/552.3

## СЕВЕРО-АЗИАТСКИЙ СУПЕРПЛЮМ В ФАНЕРОЗОЕ: МАГМАТИЗМ И ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА

© 2000 г. В. В. Ярмолюк<sup>1</sup>, В. И. Коваленко<sup>1</sup>, М. И. Кузьмин<sup>2</sup><sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва<sup>2</sup>Институт геохимии СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 23.03.99 г.

На протяжении фанерозоя территория Сибирской платформы и ее складчатого обрамления развивалась при участии внутриплитных, в том числе магматических процессов. В результате здесь возникли разновозрастные внутриплитные магматические области – ранне-среднепалеозойские Алтае-Саянские и Вилюйская, позднепалеозойские-раннемезозойские Баргузино-Витимская, Сибирская трапповая Западно-Сибирской и Центрально-Азиатской рифтовых систем и позднемезозойская-кайнозойская внутриплитная провинция Центральной и Восточной Азии. Развитие этих областей определялось активностью отдельных мантийных плюмов, деятельность которых, в свою очередь, контролировалась Северо-Азиатским суперплюмом. Во времени происходило постепенное сокращение размеров территории, отвечавшей проекции последнего, а также масштабов магматической деятельности, что рассматривается как свидетельство вырождения суперплюма. Среди источников магматической активности суперплюма установлены обогащенная мантия типа EM-II, умеренно-деплетированная мантия PREMA и обогащенная мантия типа EM-I, которые последовательно сменялись в истории его развития. Смена источников согласуется с деградацией активности суперплюма и связывается с погружением уровня зарождения мантийных плюмов с глубин, соответствующих границе верхней и нижней мантии (источник типа EM-II), в нижнюю мантию (тип PREMA), а затем и к основанию мантии (тип EM-I).

Рассмотрены варианты согласования данных о существовании “горячего” суперплюма в основании Северной Азии с результатами сейсмической томографии, свидетельствующими о преобладании в современном строении мантии региона высокоскоростной “холодной” мантии. С одной стороны, допускается одновременность контрастных термальных состояний и закономерная их смена в результате возникновения в пределах отмирающего суперплюма нисходящего потока “холодного” литосферного материала, определившего современное “холодное” состояние мантии региона. Другой вариант предполагает пространственную обособленность “горячего” и “холодного” суперплюмов и совмещение верхней части первого с основанием второго в результате глубинного горизонтального сдвига.

На протяжении фанерозоя территория Сибирской платформы неоднократно вовлекалась в процессы внутриплитной переработки. Среди результатов этой деятельности можно отметить крупномасштабные платобазальтовые излияния в девоне в пределах Вилюйской впадины и в перми–триасе в Тунгусском бассейне, формирование мезозойской Алданской щелочной провинции, возникновение в кайнозое Байкальской рифтовой области. Значительно меньше известны размеры и последствия внутриплитной деятельности в Центрально-Азиатском складчатом поясе, обрамляющем Сибирскую платформу с юга и юго-запада. В последнее десятилетие были выполнены специальные исследования, в результате которых в пределах пояса был выявлен ряд крупных областей разновозрастного внутриплитного магматизма. В ходе этих работ были получены разнообразные данные об особенностях строения этих областей и, в частности, о возрастных рубежах их формирования. В результате было уста-

новлено, что эпохи внутриплитной активности в Центрально-Азиатском складчатом поясе и на Сибирской платформе согласуются между собой не только по возрастным интервалам ее проявления, но и по общим тенденциям развития, выраженным, например, в согласованных изменениях масштабов магматической деятельности. Такие данные были положены в основу представлений о связи отдельных магматических областей с горячими точками мантии, а также о существовании в основании Сибирской платформы и ее Центрально-Азиатского складчатого обрамления горячего поля мантии, или суперплюма [9, 37, 57], контролировавшего и регулировавшего магматическую активность в пространственно разобщенных магматических областях и порождавшего на разных этапах развития региона новые системы горячих точек. Учитывая, что территория Сибирской платформы и ее Центрально-Азиатского складчатого обрамления охватывает значитель-

ную часть Северной Азии, далее мы будем рассматривать ее также под этим названием.

В последние годы появился ряд публикаций [42, 48, 53], в которых обобщались данные глубинного сейсмического зондирования (сейсмической томографии) Земли. Результаты этих исследований позволили расшифровать распределение в мантии Земли разнотемпературных относительно более горячих и более холодных масс. В частности, было установлено, что в строении современной мантии Азии преобладает высокоскоростная “холодная” мантия [42]. Эта область мантии Земли была также определена как “холодный” суперплюм [48] в противопоставление “горячим” суперплюмам. Последние выделяются на основании преобладания “горячей” (низкоскоростной) мантии в разрезе соответствующих областей и контролируют распределение горячих точек мантии на поверхности Земли. Очевидно, что данные сейсмической томографии для Азии оказались в явном противоречии с выводами, которые были получены на основе изучения магматизма и которые свидетельствуют о длительном и непрекращающемся влиянии активной “горячей” мантии на геологическое развитие территории Северной Азии. В статье мы преследуем цель разрешить возникшее противоречие и оценить природу и направленность глубинных геодинамических процессов, определивших в регионе, с одной стороны, режим постоянной внутриплитной активности и, с другой – скопления “холодной” мантии в ее основании.

Для этого мы прежде всего покажем, что формирование литосферы Северной Азии в фанерозое действительно происходило при непрекращавшемся участии внутриплитных процессов, связываемых нами с деятельностью Северо-Азиатского “горячего” мантийного суперплюма. С этой целью будут систематизированы данные по фанерозойскому внутриплитному магматизму Северной Азии и намечены основные тенденции его развития во времени. Также будут приведены изотопные характеристики его источников для разных магматических областей и оценены особенности распределения этих источников в строении мантии. Кроме того, будут рассмотрены геодинамические обстановки проявления внутриплитного магматизма на разных этапах развития региона и определены параметры литосферных перемещений территории относительно отдельных горячих точек и в целом Северо-Азиатского суперплюма, в том числе с использованием палеогеографических реконструкций. Некоторые из этих вопросов мы уже кратко рассматривали при анализе корообразующих процессов в Центральной Азии [16]. Однако многие проблемы внутриплитного магматизма и, прежде всего, его геологического обоснования и геодинамической природы были обозначены в самом общем виде. Так, в ка-

честве причины внутриплитной активности рассматривалось возникновение и воздействие на литосферу Азиатского континента горячего суперплюма (Южно-Тихоокеанского) или суперплюмов (того же Южно-Тихоокеанского и Северо-Азиатского). В предлагаемой статье упор делается на анализ эволюции Северо-Азиатского суперплюма, для которого появляется все больше доказательств реального его существования, начиная с раннего палеозоя.

### **Эпохи и области внутриплитного магматизма в фанерозое Северной Азии**

*Предварительные замечания.* В геологических структурах Земли области внутриплитной активности выделяются характерными структурными формами (системы грабен и горстов, или рифты, свободные поднятия, пояса даек и нормальных разломов), а также благодаря специфическим магматическим ассоциациям, не типичным для магматических областей других геодинамических обстановок [33, 36]. В составе этих ассоциаций обычны основные породы повышенной щелочности, а также разнообразные щелочные породы, в том числе щелочные габброиды и базальтоиды, фонолиты, трахиты, щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные и Li-F границы, комендиты, пантеллериты и др. Выявление таких пород и их ассоциаций, изучение их вещественного состава, а также определение особенностей структурного и возрастного распространения были положены в основу выделения областей и эпох внутриплитного магматизма в пределах рассматриваемой территории.

В статье мы будем применять понятие мантийные плюмы и суперплюмы, понимая под ними мантийные колонны, которые в первом случае контролируют развитие отдельных магматических областей и во втором – формируют систему мантийных плюмов, обеспечивающих согласованную внутриплитную активность в пределах всей рассматриваемой территории.

Сведения об областях и эпохах внутриплитного магматизма в Северной Азии представлены в табл. 1 и отражены на рис. 1. При выделении хронологических рубежей в таблице использовались прежде всего данные U-Pb (по цирконам) и Rb-Sr изотопных методов определения возраста магматических пород. Результаты K-Ar определения были ведущими при датировании вулканических событий позднего мезозоя и кайнозоя, но и они контролировались данными U-Pb и Rb-Sr изотопного датирования. В статье под эпохами внутриплитной активности понимаются интервалы времени существования, как правило, нескольких одновременно развивающихся магматических областей, отделенные от других эпох периодами спада магматической активности. Выделяются следующие эпохи:

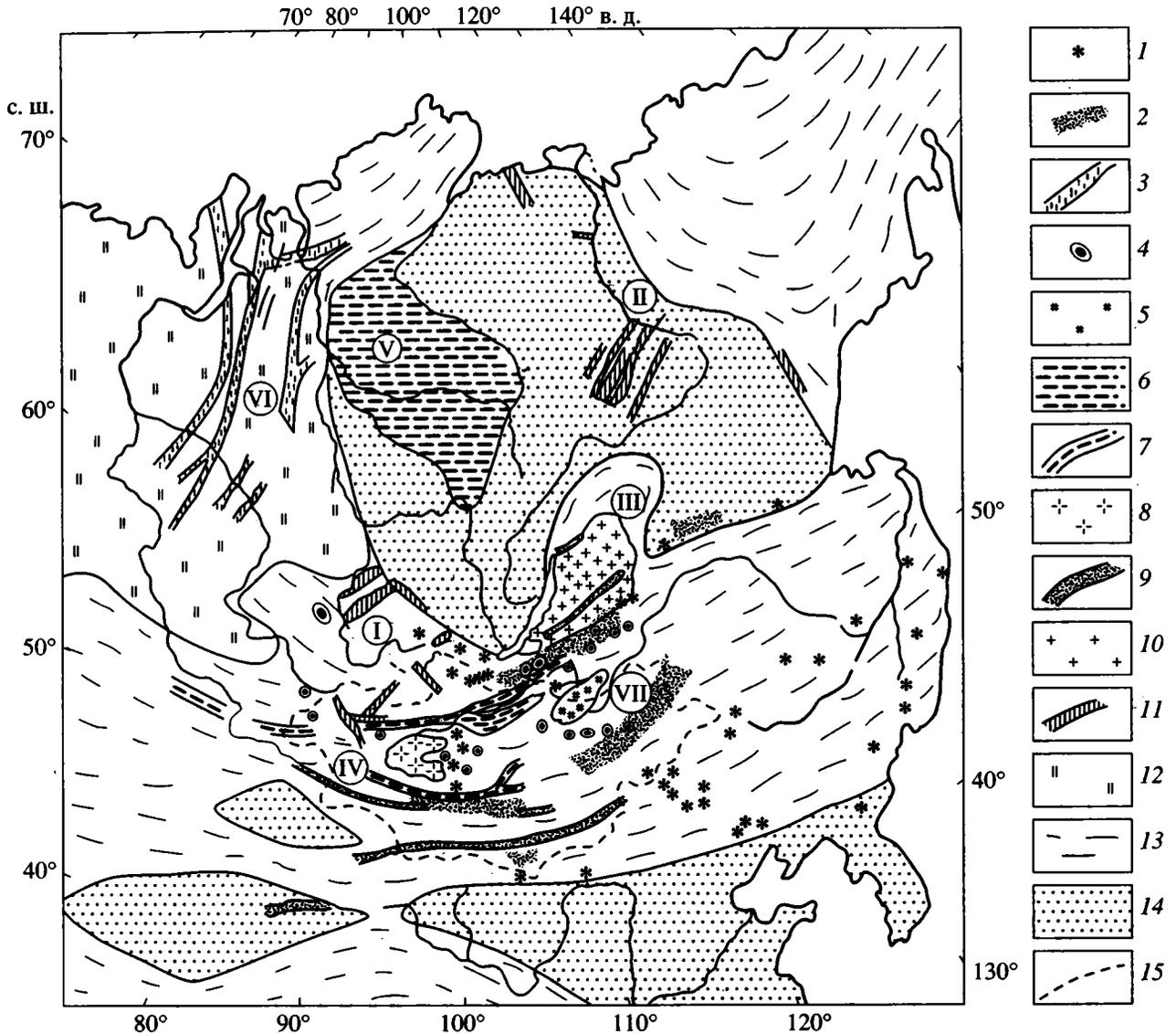


Рис. 1. Схема размещения ареалов внутриплитного магматизма в пределах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

1-11 – внутриплитные магматические ассоциации: 1 – кайнозойские, 2 – позднемезозойские; 3-5 – раннемезозойские: 3 – рифтовой системы Западной Сибири, 4 – рифтогенных зон Центральной Азии, 5 – Хентейского батолита; 6-8 – пермско-раннетриасовые: 6 – Сибирской трапповой провинции, 7 – рифтовых зон Центрально-Азиатский рифтовой системы, 8 – Хангайского батолита; 9, 10 – позднекаменноугольные – раннепермские: 9 – рифтовых зон Центрально-Азиатской рифтовой системы, 10 – Ангаро-Витимского батолита; 11 – девонские; 12 – Западно-Сибирская плита; 13 – складчатые пояса; 14 – платформы; 15 – контур Монголии.

Внутриплитные магматические области и провинции (цифры в кружках): I – Алтае-Саянская, II – Вилюйская, III – Баргузино-Витимская, IV – позднепалеозойская и VII – раннемезозойская Центрально-Азиатской рифтовой системы, V – Сибирская трапповая, VI – Западно-Сибирской рифтовой системы.

ранне-среднепалеозойская, позднепалеозойская–раннемезозойская, позднемезозойская–раннекайнозойская, позднекайнозойская.

**Ранне-среднепалеозойская эпоха** отвечает времени образования и развития Алтае-Саянской и Вилюйской магматических областей. Эти области возникли на противоположных сторонах раннепалеозойского Сибирского континента, кото-

рый в это время состоял из Сибирского кратона и его раннекаледонского складчатого обрамления (см. рис. 1).

**Алтае-Саянская область** внутриплитного магматизма охватывает территорию Минусинской котловины, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии общей площадью  $500 \times 700 \text{ км}^2$ . В том или ином виде эта область

**Таблица 1.** Эпохи, провинции и области внутриплитного фанерозойского магматизма в пределах Сибирской платформы и ее Центрально-Азиатского складчатого обрамления

Эпохи и <i>этапы</i> активности	Провинции и области внутриплитной активности и характер магматических событий (числа в скобках – датировки пород в млн. лет)	
<b>Ранне-среднепалозойская</b> <i>Ордовик–силур</i>	<b>I. Алтае-Саянская</b> Формирование щелочных гранитов и сиенитов, расслоенных оливиновых габбро, ультраосновных щелочных пород, нефелиновых сиенитов [490, 460, 450–410]	
<i>Поздний силур–ранний девон</i>	Образование грабенов и впадин, излияния трахибазальтов, трахитов, трахириолитов, внедрение щелочных и Li-F гранитов, ультраосновных и щелочных пород [390]	<b>II. Вилуйская</b> Формирование сводового поднятия, излияния трахибазальтов, трахитов, фonoлитов
<i>Средний девон</i>	Формирование ассоциаций: фonoлит-трахибазальтовой, трахибазальт-трахит-пантеллеритовой, нефелин-сиенитовой, щелочно-гранитной [375]	Формирование рифтовых зон, поясов базитовых даек, платобазальтовые излияния
<i>Поздний девон–ранний карбон</i>		Излияния трахитов, субщелочных и щелочных базальтоидов, внедрения даек шонкинитов и тешенитов, образование массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами
<b>Позднепалозойская–раннемезозойская</b>	<b>III. Баргузино-Витимская [330–290]</b>	<b>Рифтовые системы Центральной Азии</b> <b>IV. Позднепалеозойская</b>
<i>Поздний карбон–ранняя пермь</i>	Формирование рифтогенных поясов – <i>Сыннырского</i> (массивы щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов [295, 285]) и <i>Удино-Витимского</i> (массивы ультраосновных щелочных пород, щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и гранитов, карбонатитов); внедрение пород щелочно-базальтового состава и вызванные ими процессы палингенного плавления с образованием гранитоидов Ангаро-Витимского батолита	<i>Гоби-Тяньшаньская</i> рифтовая зона с бимодальным базальт-коммендитовым, щелочногранитным [310–285] и лейкогранитным литий-фтористым [285] магматизмом
<i>Середина перми</i>		<i>Гоби-Алтайская</i> рифтовая зона с бимодальным [275] базальт-пантеллеритовым и щелочногранитным магматизмом
<i>Поздняя пермь–ранний триас</i>	<b>V. Сибирская трапповая</b> Формирование траппового комплекса [255–235]	<i>Северо-Монгольская</i> рифтовая зона [265–250] с бимодальным базальт-пантеллеритовым и щелочногранитным магматизмом.
		Формирование зонально-симметричного магматического ареала, внешние зоны – Северо-Монгольская и Гоби-Алтайская рифтовые зоны; ядро ареала – Хангайский гранодиорит-гранитовый и граносиенитовый батолит [255–250]

Таблица 1. Окончание

Эпохи и <i>этапы</i> активности	Провинции и области внутриплитной активности и характер магматических событий (числа в скобках – датировки пород в млн. лет)	
<i>Триас–ранняя юра</i>	<p><b>VI. Западно-Сибирская рифтовая система</b></p> <p>Формирование рифтовой системы с существенно базальтовыми излияниями [235–218]</p>	<p><b>VII. Раннемезозойская</b></p> <p>Формирование зонально-симметричного магматического ареала в Восточной Монголии и Западном Забайкалье. Ядро ареала – Хентейский гранитоидный батолит. Периферия ареала – зоны бимодального базальт-трахит-пантеллеритового, базальтового и щелочно-гранитоидного магматизма. Локальные излияния тефритов и фонолитов, формирование автономного типа массивов щелочных и литий-фтористых гранитов, нефелиновых и лейцитовых сиенитов в Центральной и Западной Монголии, Туве и Алтае</p>
<b>Позднемезозойская–раннекайнозойская</b>	<b>Центрально-Азиатская внутриконтинентальная</b>	
<i>Поздняя юра</i>	<p>Заложение системы горячих точек: <i>Южно-Хангайской (ЮХ), Восточно-Монгольской (ВМ), Западно-Забайкальской (ЗЗ), Центрально-Алданской (ЦА)</i>. Формирование отдельных грабенов с базальтами, трахитами, трахириолитами, местами с карбонатитами, пантеллеритами и массивами щелочных и Li-F гранитов [170–140]</p>	
<i>Ранний мел</i>	<p>Формирование систем грабенов (рифтогенез) в <i>ЮХ, ВМ, ЗЗ</i> областях с платобазальтовыми излияниями и проявлениями тефритов, фонолитов, нефелиновых сиенитов, шонкинитов, карбонатитов, онгонитов и Li-F гранитов [140–100]</p>	
<i>Поздний мел–ранний кайнозой</i>	<p>Автономные небольшие поля базальтов, меланефеленитов, тефритов, базанитов в вулканических областях <i>ЮХ, ЗЗ и ЦА</i> [100–30]</p>	
<b>Позднекайнозойская</b>	<b>Центрально- и Восточно-Азиатская внутриконтинентальная</b>	
	<p>Активизация магматической деятельности в <i>ЮХ, ЗЗ и ЦА</i> областях; заложения новой системы рифтов (<i>Байкальской и Шаньси</i>) и горячих точек (<i>Южно-Байкальской, Даригангской</i> и др.), излияния платобазальтов, тефритов, базанитов [&lt;25]</p>	

Примечание. Номера вулканических областей соответствуют номерам рис. 1.

давно известна как территория, на которой распространены многочисленные массивы щелочных пород, а также впадины и грабены, выполненные вулканическими щелочными и субщелочными породами [3, 5, 23]. В соответствии с возрастом впадин традиционно считалось, что эти магматические породы возникли в раннем-среднем девоне. Однако в последние годы были выполнены геохронологические исследования пород ряда плутонических комплексов и “немых” вулканических ассоциаций, результаты которых существенно изменили эти представления и отодвинули момент зарождения области почти на 100 млн. лет назад к началу ордовика. Именно такой возраст (490 млн. лет) дали U-Pb определения по циркону из щелочных гранитов западной части Сангилен [17]. Более широко известны породы с возрастом 460–450 млн. лет, отвечающие концу среднего ордовика. К ним относятся послескладчатые массивы расслоенных габбро [17] и щелочных гранитов сангиленского комплекса северо-восточной Тувы [22]. С этого времени и до начала девона в регионе протекала практически непрерывная интрузивная деятельность с формированием массивов ультраосновных щелочных пород, нефелиновых сиенитов, щелочных и литий-фтористых гранитов, объединяемых в многочисленные интрузивные комплексы (огнитский, окуневский, бреньский и т.д.). Возраст этих пород, установленный Rb-Sr и K-Ag методами, варьирует между 450 и 400 млн. лет [22, 30, 46]. К этому же возрастному интервалу относятся ранние излияния субщелочных и щелочных вулкаников в Агульском грабене [30].

Расцвет внутриплитной активности в области пришелся на ранний девон [5, 23]. Это было время рассеянного рифтогенеза, который привел к образованию многочисленных впадин и грабенов, рассредоточенных по площади области, и сопровождался крупномасштабными излияниями лав преимущественно основного состава – базальтов, тефритов, трахибазальтов, а также фонолитов, трахитов, трахириолитов и комендитов [3, 5, 23, 36]. Излияния сопровождалось внедрениями тешенитов, щелочных гранитов и сиенитов. В среднем девоне магматическая активность резко сократилась. В это время еще происходили небольшие по площади излияния трахибазальтов, щелочных базальтоидов и фонолитов, возник ряд небольших массивов нефелиновых сиенитов [5, 36]. В позднем девоне регион стал амагматичным.

Масштабы магматической деятельности в Алтае-Саянской области были весьма значительно. Так, только в Минусинской котловине излилось около 50000 км<sup>3</sup> лав [24]. Это позволяет предполагать, что по всей области сформировалось более 100000 км<sup>3</sup> изверженных пород.

*Вилуйская область* – в данном случае собирательное название для системы рифтовых зон, воз-

никших в среднем палеозое вдоль восточной окраины Сибирского кратона. Структуру области характеризует тройное сочленение поясов грабенов [19]. Два из них прослеживаются вдоль края Сибирской платформы. Предполагается [19], что в ходе своего развития они вызвали раскол палеоконтинента и формирование вдоль зоны раскола спредингового центра с молодой океанической корой. Третья ветвь представлена собственно Вилуйским поясом грабенов, который прослеживается в тело платформы, постепенно вырождаясь в юго-западном направлении.

Магматическая и тектоническая история области рассмотрены в работах [4, 19, 20]. В обобщенном виде она выглядит следующим образом. Наиболее ранние магматические события датируются поздним силуром. Они происходили на фоне роста свободного поднятия в центральной части области и характеризовались высокощелочным составом изверженных пород, представленными тефритами, трахибазальтами, трахитами, фонолитами. Возможно, к этой фазе активности, продолжавшейся до раннего девона включительно, принадлежат также массивы ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, тяготеющие к восточному краю Сибирской платформы и Сетте-Дабану [19].

Фаза наивысшей тектонической и магматической активности пришлась на средний и поздний девон. Ей соответствовали раскол сводового поднятия тройной системой грабенов и сопровождавшие раскол платоизлияния субщелочных и толеитовых базальтов. Излияния чередовались с осадконакоплением, в результате чего в грабенах сформировались многокилометровые осадочно-вулканогенные толщи [4]. Вдоль бортов грабенов возникли дайковые пояса долеритов и габбро, свидетельствующие о крупномасштабных растяжениях коры при образовании рифтовой системы. С этим же этапом связывается возникновение спредингового центра вдоль тех ветвей тройной системы грабенов, которые фиксируют край платформы, и образование в обрамлении континента океанической коры [19, 20].

Регрессивная стадия развития области пришлась на ранний карбон и отвечала общему затишью внутриплитной активности, установившемуся на Сибирском континенте в это время. Ей соответствовали прекращение процессов грабенообразования и изменения в составе вулканических продуктов, определяемые появлением, а затем и преобладанием в составе ассоциаций туфов трахитов и трахириолитов.

За время формирования области изверглось большое количество магматических продуктов. Только в Вилуйском поясе грабенов их объем оценивается примерно в 100000 км<sup>3</sup> [4]. С учетом еще двух ветвей рифтовой системы, в зоне кото-

рых происходили наиболее интенсивные излияния и формировалась океаническая кора, эта оценка может быть увеличена как минимум в три раза.

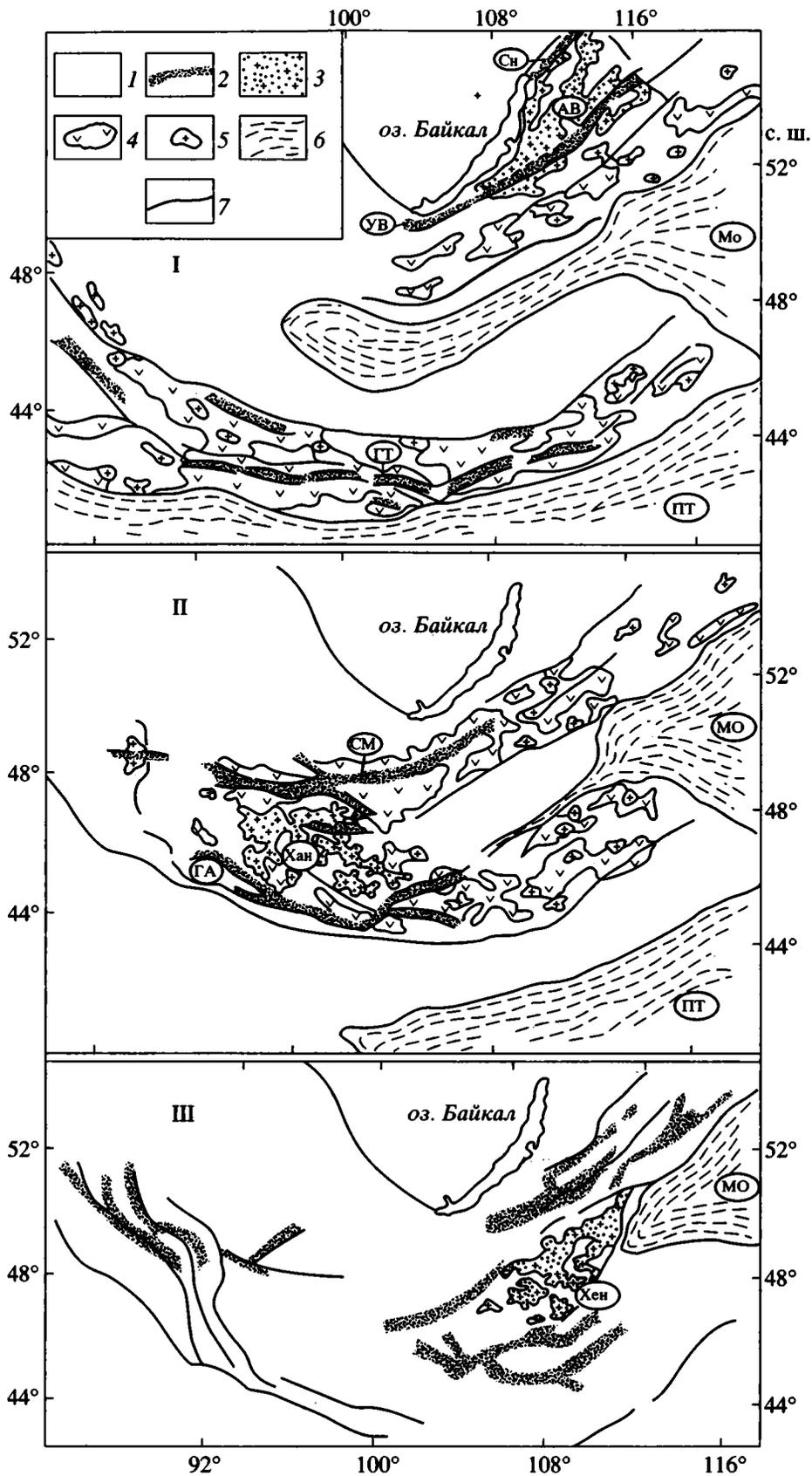
*Позднепалеозойская–раннемезозойская эпоха* отвечает событиям, происходившим между 330 и 185 млн. лет. Она стала временем наиболее масштабных внутриплитных процессов, охвативших практически всю территорию позднепалеозойского Северо-Азиатского континента. К началу эпохи площадь последнего возросла по отношению к раннепалеозойскому континенту в результате аккреции к нему Южно-Монгольских герцинид и коллизии с Казахстанским микроконтинентом. В эту эпоху возник ряд крупных магматических областей, однако стержневым ее событием стало образование позднепалеозойской–раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии (рис. 2, см. табл. 1). Она представлена поясом субпараллельных рифтовых зон, выполненных бимодальными базальт-комендитовыми и базальт-пантеллеритовыми ассоциациями, а также контролирующих распределение многочисленных массивов щелочных гранитов и сиенитов. Пояс возник на южной активной окраине континента и протянулся более чем на 3000 км при ширине до 600 км через территории Западного Забайкалья, Монголии, Северо-Западного Китая, в том числе Тарима, и Восточного Казахстана [36, 47]. Формирование рифтовой системы связывается с тем, что континентальная литосфера Северной Азии перекрыла срединно-океанический хребет (мантийный диапир), который по крайней мере в среднем палеозое участвовал в образовании Палеотетиса – южного океанического обрамления материка. Этому событию соответствовали смещения во времени зон рифтогенеза от края континента (310–290 млн. лет назад) в глубь его (260–250 млн. лет назад) примерно на 600 км, где и произошла последующая стабилизация положения области [36, 47]. Возрастная и пространственная дискретность этих событий позволяет в рамках эпохи выделить отдельные этапы внутриплитной активности.

*Ранний этап* соответствует зарождению рифтовой системы и формированию наиболее ранних в ее структуре грабенов Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны на самом краю палеоконтинента [36, 47]. Геологический возраст зоны отвечает позднему карбону–ранней перми [36]. Rb-Sr изохронные датировки щелочных гранитов и вулканитов этой зоны укладываются в интервал 310–285 млн. лет [47, 54] и, таким образом, хорошо согласуются с геологическими данными.

Этому этапу отвечает также образование на территории Забайкалья Баргузино-Витимского существенно плутонического ареала, известного также как Ангаро-Витимский гранитоидный бато-

лит. Его площадь составляет около  $500 \times 300$  км<sup>2</sup>. Внутриплитная природа ареала определяется широким участием в его строении щелочных пород [6, 40]. Прежде всего, последние образуют пояса интрузий вдоль двух разломных зон рифтогенного типа – Сыннырской и Удино-Витимской, которые ограничивают с бортов поле распределения гранитоидов батолита (см. рис. 2, I). В пределах этих зон локализованы массивы щелочных ультраосновных и основных пород, щелочных гранитов и сиенитов, в том числе лейцитовых и нефелиновых. В Сыннырской зоне они объединяются в одноименный комплекс, а в Удино-Витимской зоне отнесены к сайженскому и частично зазинскому комплексам [6]. Rb-Sr возраст пород сыннырского комплекса отвечает интервалу 300–285 млн. лет [28], возраст пород сайженского комплекса варьирует в диапазоне 320–290 млн. лет [6, 18]. Во внутренней части ареала, занятой главным образом гранитоидами батолита, щелочные породы имеют ареальное распространение. Они представлены многочисленными синплутоническими интрузиями пород целочнобазальтоидного состава [40]. Их возраст определяется возрастом пород батолита, который в соответствии с данными U-Pb и Rb-Sr датирования сформировался в интервале 320–290 млн. лет [40].

*Пермский–раннетриасовый этап* охватывает интервал времени 280–240 млн. лет и отвечает завершению образования структурного каркаса Центрально-Азиатской рифтовой системы. В соответствии с последовательным продвижением зоны рифтообразования в глубь континента в конце ранней–начале поздней перми возникла Гоби-Алтайская, а в поздней перми – Северо-Монгольская рифтовые зоны [36, 47]. Последняя удалена от края континента более чем на 600 км, а Rb-Sr возраст ее пород – вулканитов базальт-пантеллеритовых ассоциаций и щелочных гранитов оценивается интервалом 265–249 млн. лет. Одновременно со становлением этих зон между ними возник Хангайский гранитоидный батолит. Он имеет изометричные размеры и занимает площадь около  $400 \times 300$  км<sup>2</sup>. Возраст пород батолита, оцененный по U-Pb датировкам цирконов, составляет 255–250 млн. лет (наши неопубликованные данные). В результате обций магматический ареал этого времени приобрел черты зонально-симметричного строения (см. рис. 2, II). Осевую его часть представляли Хангайский батолит и открывавшийся к востоку от него Монголо-Охотский бассейн с магматизмом офиолитового типа [7]. Внешнее обрамление ареала в области развития батолита определяли пояса бимодальных базальт-комендит-пантеллеритовых ассоциаций и массивов щелочных гранитов, связанные с Северо-Монгольской и Гоби-Алтайской рифтовыми зонами. Отметим несомненное влияние внутриплитных источников магматизма на фор-



**Рис. 2.** Схема размещения проявлений внутриплитного магматизма в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднепалеозойскую–раннемезозойскую эпоху: I позднекаменноугольный–раннепермский, II – пермский–раннетриасовый, III – триасовый–раннеюрский этапы.

1 – территория континента; 2, 3 – внутриплитные ассоциации: 2 – рифтогенных зон, 3 – батолитовых ядер внутриплитных магматических ареалов; 4, 5 – ассоциации краевых поясов: 4 – вулканические, 5 – плутонические; 6 – морские бассейны; 7 – разломы и геологические границы.

Буквенные обозначения: *рифтовые зоны*: Сн – Сыннырская, УВ – Удино-Витимская, СМ – Северо-Монгольская, ГА – Гоби-Алтайская, ГТ – Гоби-Тяньшаньская; *батолиты*: АВ – Ангаро-Витимский, Хан – Хангайский, Хен – Хентейский; *морские прогибы*: МО – Монголо-Охотский, ПТ – Палеотетис.

мирование батолита, зафиксированное участием в строении его центральных районов бимодальных и щелочногранитных ассоциаций [47].

Одновременно с формированием Центрально-Азиатской рифтовой системы в конце перми–начале триаса произошли крупнейшие в Азии платобазальтовые излияния с образованием трапповой провинции Сибирской платформы (см. V на рис. 1). Ее продуктами была покрыта площадь свыше 1500000 км<sup>2</sup> [9]. Образование трапповой области, по-видимому, началось в северо-западной ее части в Меймеча-Котуйском и Норильском районах, где в интервале 253–246 млн. лет произошли извержения щелочных базальтоидов и субщелочных дифференцированных базальтов [56]. Распространение этих пород связывается с локальными рифтовыми структурами. Главные магматические события в регионе были сопряжены с платоизлияниями толеитовых недифференцированных базальтов, произошедшими вследствие рассеянного растрескивания литосферы в пределах трапповой области. Возраст соответствующих толщ базальтов [56] варьирует в интервале 244–250 млн. лет в северной (Норильской) части области и 230–238 млн. лет в южных ее участках (район Нижней Тунгуски).

*Раннемезозойский этап* охватил средний–поздний триас и раннюю юру (230–185 млн. лет) и характеризовался сокращением общих масштабов магматизма и миграцией ареалов его проявления относительно тех, которые сложились к концу перми–началу триаса. Так, в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса в это время возник зонально-симметричный магматический ареал, напоминающий строением пермский ареал (сим. рис. 2, III). Однако в отличие от последнего его ядро (Хентейский батолит) оказалось смещенным к востоку от ядра пермского ареала (Хангайского батолита) примерно на 800 км. Батолит возник в области замыкания Монголо-Охотского прогиба, также переместившейся к востоку, и сложен крупными массивами гранодиорит-гранитовой ассоциации общей площадью свыше 50000 км<sup>2</sup> [40, 47]. Возраст батолита оценивается как средне-позднетриасовый на основе геологических данных [47], а также в соответствии с результатами Rb-Sr датирования пород главных его комплексов: кыринского (229 млн. лет) и мензинского (206 млн. лет) [27]. Батолит

обрамлен зонами развития мелких тел лейкогранитов, литий-фтористых гранитов, щелочных гранитов и сиенитов, а также базальт-пантелеритовых, базальт-трахитовых и щелочнобазальтоидных ассоциаций. Породы внутриплитной спецификации распространены в пределах узких линейных зон (см. рис. 2, III), которые сопоставляются с рифтогенными. Время их формирования в Западном Забайкалье (северный борт ареала) оценивается интервалом 200–230 млн. лет, отвечающим времени становления щелочных гранитов и сиенитов кунадейского комплекса [11] и щелочных и бимодальных ассоциаций цаганхунтейской свиты (наши неопубликованные Rb-Sr датировки). Тот же возрастной интервал установлен для аналогичных пород южного обрамления батолита в Восточной Монголии. Здесь, возможно, несколько более молодыми являются массивы редкометальных литий-фтористых гранитов, Rb-Sr датировки которых составляют около 190 млн. лет [15], а также некоторые базальт-трахитовые ассоциации, имеющие K-Ar возраст пород от 185 до 199 млн. лет.

Раннемезозойские внутриплитные ассоциации распространены, кроме того, далеко к западу от батолитового ядра ареала на территории Алтая, Тувы и Северо-Западной Монголии. Они представлены поясами даек базальтов и щелочных базальтоидов, массивами нефелиновых сиенитов, а также редкометальными литий-фтористыми и сподуменовыми гранитами, дайками онгонитов и эльванов [2, 15]. К этой же части внутриплитного ареала, по-видимому, можно отнести также триасовые траппы Кузбасса. Возраст пород в основном оценивается геологическими соотношениями, для некоторых редкометальных гранитов имеются U-Pb и Rb-Sr определения возраста, варьирующие от 230 до 205 млн. лет [2, 15].

В раннем мезозое внутриплитная активность проявлялась также в пределах северо-западного обрамления Сибирской платформы. Здесь на территории Западной Сибири господствовали процессы рифтогенеза, расчленившего домезозойский фундамент сериями крупных рифтов (см. IV на рис. 1). Рифтовая область возникла в близком соседстве с трапповой провинцией Сибирской платформы, в пределах которой к этому времени магматическая активность завершилась. Отдельные рифты области вытянуты на расстояние до 1500 км при

ширине 50–80 км и опускании днищ до 2 км. Грабены выполнены триасовыми толщами, в составе которых, согласно данным [31], участвуют контрастные вулканические серии (базальты, щелочные базальтоиды, риолиты) и обломочные породы. Наиболее крупный Уренгойский грабен в северной части раскрывался и превратился в так называемый Обский палеоокеан с новообразованной океанической корой в основании [1]. Время его существования определено интервалом 235–218 млн. лет. Непродолжительным оказалось также время существования континентальной части рифтовой системы, к концу триаса в ее пределах завершились процессы магматизма и грабенообразования [31]. Однако, в северной ее части, открывавшейся в сторону Арктического бассейна, магматическая деятельность продолжалась и позднее, в частности, на Таймыре в ранней юре между 205 и 195 млн. лет [46].

Таким образом, к рубежу 190 млн. лет на всей территории Северной Азии внутриплитная активность резко сократилась, обозначив тем самым окончание ее позднепалеозойской–раннемезозойской эпохи.

**Позднемезозойская–раннекайнозойская эпоха** охватывает около 150 млн. лет геологической истории региона с конца средней юры (~170 млн. лет) и до начала миоцена (~25 млн. лет) (см. табл. 1). Внутриплитная активность эпохи в основном была связана с Центрально-Азиатским обрамлением Сибирской платформы. Здесь возник ряд структурно и пространственно обособленных магматических областей, объединяемых в Центрально-Азиатскую внутриплитную провинцию [38, 47]. Развитие этих областей связывается с отдельными горячими точками мантии (рис. 3). На протяжении эпохи характер магматической деятельности направлен по-разному, и в соответствии с этими изменениями выделим в развитии магматизма эпохи два этапа.

**Позднеюрский–раннемеловой этап** (170–100 млн. лет) отвечает времени образования Восточно-Монгольской, Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Центрально-Алданской вулканических областей [38, 47]. Их развитие было сопряжено с процессами рифтогенеза и сопровождалось достаточно масштабной магматической деятельностью. Наряду с преобладающими платобазальтами в этих областях возникли вулканические ассоциации с трахитами, трахириолитами, пантеллеритами, фонолитами, тефритами, а также небольшие и редкие массивы нефелиновых и лейцитовых сиенитов, щелочных сиенитов и гранитов, литий-фтористых гранитов и онгонитов, шонкинитов и карбонатитов. Расцвет тектонической и магматической активности пришелся на начало раннего мела (130–140 млн. лет), когда в каждой из вулканических областей произошли относительно крупнообъемные платоизлияния субщелочных оливи-

новых базальтов и были сформированы системы грабенов и горстов. В дальнейшем масштабы магматической деятельности сокращались, а из продуктов магматизма постепенно исчезли щелочносалические породы.

**Позднемеловой–раннекайнозойский этап** (100–25 млн. лет) характеризуется резко подавленной, но тем не менее регулярной магматической деятельностью [38]. В Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Восточно-Монгольской областях в это время формировались отдельные небольшие по размерам лавовые поля и щитовые вулканы. Состав вулканических продуктов определяли основные щелочные породы – тефриты, базаниты, нефелиниты, в меньшей степени субщелочные базальты.

**Позднекайнозойская эпоха** (<25 млн. лет) связана с процессами новейшей внутриплитной вулканической и тектонической активизации, охватившей территорию Центральной и Восточной Азии [38, 57] (см. рис. 1). Этой эпохе отвечает образование современных рифтовых систем, таких, как Байкальская и Шаньси, а также широко проявившаяся магматическая деятельность. Магматическая активность в целом не контролировалась вновь образованными рифтовыми системами. В определенном отношении она отвечала продолжению позднемезозойской–раннекайнозойской магматической истории в Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Центрально-Алданской вулканических областях, в пределах которых в позднем кайнозое сформировались такие крупные лавовые плато, как Витимское, Центрального Хангая, Удоканское [14, 29]. Однако в это же время возник ряд новых вулканических областей, например Южно-Байкальская и Дариганская, связанных с возникновением новой системы горячих точек [38]. Их активность привела к созданию многочисленных крупных лавовых полей, расчлененных по территории Центральной и Восточной Азии. Развитие этих вулканических районов происходило довольно однотипно: на ранних стадиях их формирования преобладали трещинные излияния, затем следовали локальные излияния центрального типа и в финальной стадии возникли небольшие шлаково-бомбовые вулканы. Исключение представляет Южно-Байкальская вулканическая область, характеризующаяся наиболее продолжительной и многоэтапной магматической историей [38]. Вулканические продукты эпохи представлены исключительно лавами основного состава повышенной щелочности.

Таким образом, на протяжении фанерозоя формирование континентальной структуры Северной Азии происходило при участии внутриплитных процессов. Последние были локализованы в пределах отдельных обособленных областей, характерной особенностью геологической истории которых являлось:

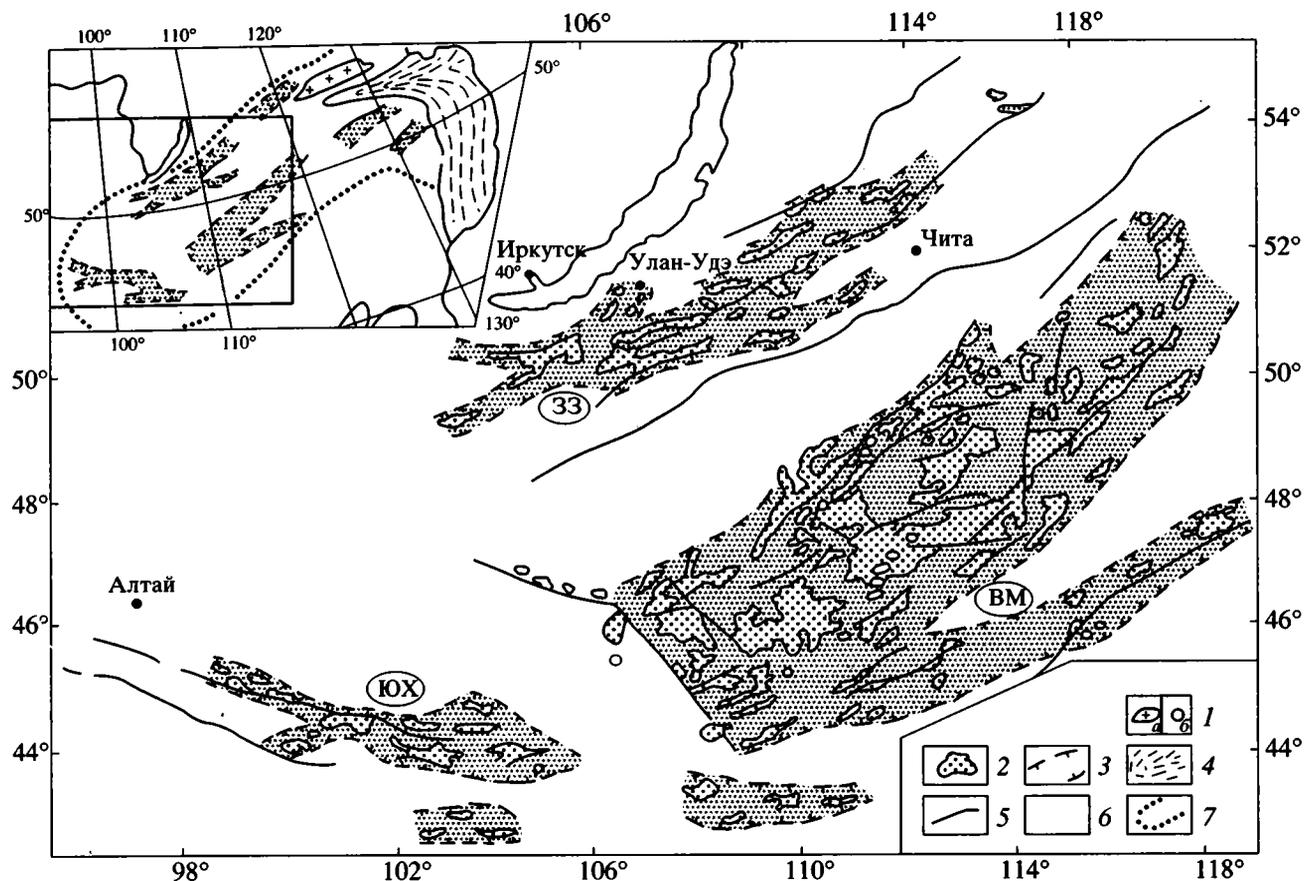


Рис. 3. Позднемезозойская внутриплитная провинция Центральной Азии. На врезке показана общая структура позднемезозойского магматического ареала Центральной и Восточной Азии, прямоугольным контуром ограничена территория, изображения на рисунке.

1, 2 – магматические ассоциации: 1 – плутонические: а – гранодиорит-гранитовые, б – лейкогранитовые, литий-фтористые и щелочные граниты, щелочные габброиды, 2 – вулканические, преимущественно базальтового состава; 3 – рифтовые зоны; 4 – морской бассейн; 5 – разломы; 6 – амагматичные территории; 7 – граница внутриплитной провинции. Вулканические области: 33 – Западно-Забайкальская, ВМ – Восточно-Монгольская, ЮХ – Южно-Хангайская.

– уникально длительное развитие в режиме внутриплитной активности, растянувшееся в большинстве случаев на многие десятки миллионов лет;

– относительно неизменная позиция в пределах континента;

– практически непрерывная магматическая деятельность внутриплитной вещественной специализации.

Эти особенности позволяют сопоставить рассмотренные внутриплитные области с “горячими точками” мантии, т.е. с областями, формирование которых определялось активностью мантийных плюмов. В таблице 2 приведены данные о размерах магматических провинций и областей, а также об объемах магматических продуктов, сформированных в их пределах. Эти данные также воспроизведены на рис. 4, на котором объемы пород отнесены к интервалу времени 25 млн. лет и, кроме того, обозначены интервалы затухания

внутриплитной деятельности между отдельными эпохами магматизма. Как следует из гистограммы, в истории внутриплитной активности Северной Азии могут быть выделены периоды развития с высокой ( $\sim 10^5$  км<sup>3</sup>), умеренновысокой ( $10^5$  км<sup>3</sup> <  $10^4$  км<sup>3</sup>), низкой ( $\sim 10^2$  км<sup>3</sup>) и вновь умеренновысокой продуктивностью магматизма.

#### Источники внутриплитного магматизма Северной Азии

Для характеристики источников внутриплитного магматизма были проведены систематические исследования изотопного состава Sr и Nd в базитах разных магматических областей. Были получены данные о составе девонских базальтов Алтае-Саянской области и позднекаменноугольных синплутонических интрузий базитов в Ангаро-Витимском батолите (наши неопубликованные данные), позднепалеозойских базальтов Центрально-Азиатской провинции [34], раннемезозой-

Таблица 2. Масштабы магматической деятельности во внутриплитных магматических областях Северной Азии

Эпохи магматизма	Этапы	Магматические области и провинции	Возрастные границы, млн. лет	Размеры, $\times 10^3$ км <sup>2</sup>	Объемы изверженных пород, $\times 10^3$ км <sup>3</sup>
Ранне-среднепалеозойская		Алтае-Саянская	490–370	350	> 100
		Вилуйская	~420–330	>320	>300
Позднепалеозойская–ранне-мезозойская	Позднекаменноугольный–раннепермский	Баргузино-Витимская	320–285	~150	~300 <sup>1</sup>
		Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны	310–285	>25	>50
	Пермский–раннетриасовый	Гоби-Алтайской рифтовой зоны	~275–255	~15	~30
		Северо-Монгольской рифтовой зоны	265–249	>25	>50
		Хангайского батолита	260–245	~100	~200 <sup>1</sup>
	Триасовый–раннеюрский	Сибирская трапповая	255–235	>1000	~1500
		Западно-Сибирской рифтовой системы	235–210	~500	~100
		Раннемезозойская Центральной Азии, в том числе: рифтогенных зон и проявлений автономного типа	230–190	>15	~15
		Хентейского батолита	230–210	~50	~100*
		Центрально-Азиатская внутриплитная, в том числе:	160–100	~30	7
Поздне-мезозойская–раннекайнозойская	Позднеюрский–ранне меловой	Южно-Хангайская,			
		Западно-Забайкальская,	170–100	~100	15
		Восточно-Монгольская	160–100	~150	70
	Поздне-меловой–раннекайнозойский	Южно-Хангайская,	100–25	~30	~0.1
Западно-Забайкальская		100–25	~5	<0.1	
Позднекайнозойская		Южно-Хангайская,	<25	~60	~1.3
		Западно-Забайкальская,	<25	~7	~2
		Южно-Байкальская	<25	~50	>3
		другие области	<25		~10

\* Объемы батолитов оценивались из средней мощности равной 2 км.

ских базитов той же провинции, поздне-мезозойских и кайнозойских базальтов ряда горячих точек Центральной Азии ([35, 39], а также наши неопубликованные данные). Помимо этих результатов, были использованы также опубликованные материалы по Сибирским траппам [51] и позднекайнозойским базальтам Центральной Азии [21]. Все эти результаты сведены на рис. 5. Необходимо подчеркнуть, что использованные данные характеризуют породы основного состава, формирующиеся из мантийных источников, и, таким образом, представляют составы мантийных плюмов, ответственных за внутриплитную активность. Ниже типизация магматических мантийных источников дана по [55].

Как следует из рис. 5 основные породы девонских ассоциаций Северо-Западной Монголии (Алтае-Саянская область) существенно отличаются от магматических пород более поздних эпох маг-

матизма. Их составы отвечают источнику расплава, который был в значительной степени деплетирован в отношении редкоземельных элементов ( $\epsilon_{Nd} > 4$ ) и характеризовался широкими вариациями значений  $\epsilon_{Sr}$ . Как было показано [3], эти вариации составов связаны с вещественной неоднородностью мантийного плюма в основании магматической области и существованием в его строении зон как обогащенных, так и обедненных радиогенным стронцием. Мы здесь не будем рассматривать природу появления источников с подобными изотопными характеристиками и только отметим, что наряду с умеренно деплетированной мантией типа PREMA в их формировании вполне могла участвовать мантия типа EM-II, обогащенная Rb и, как следствие, радиогенным стронцием.

Для магматических ассоциаций, возникших в позднепалеозойскую–раннемезозойскую и позд-

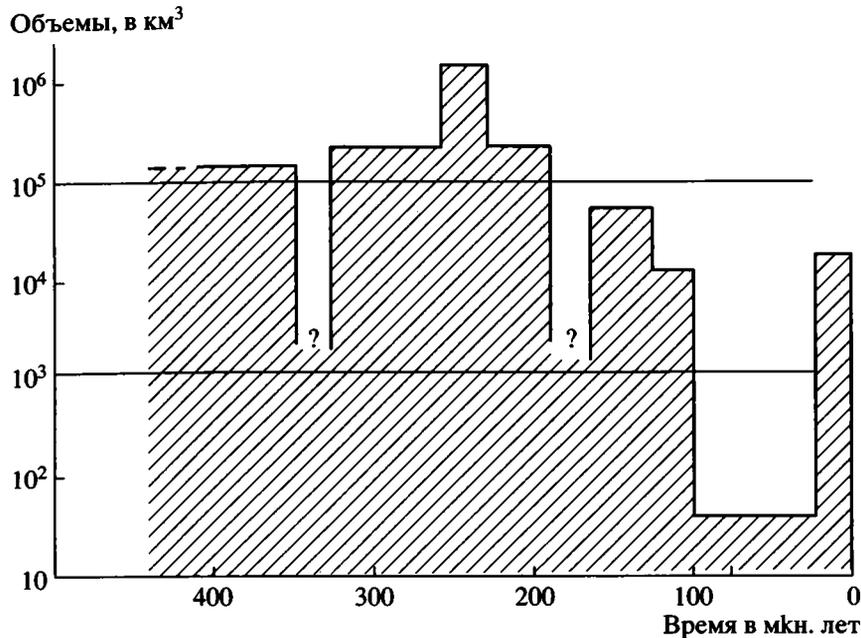


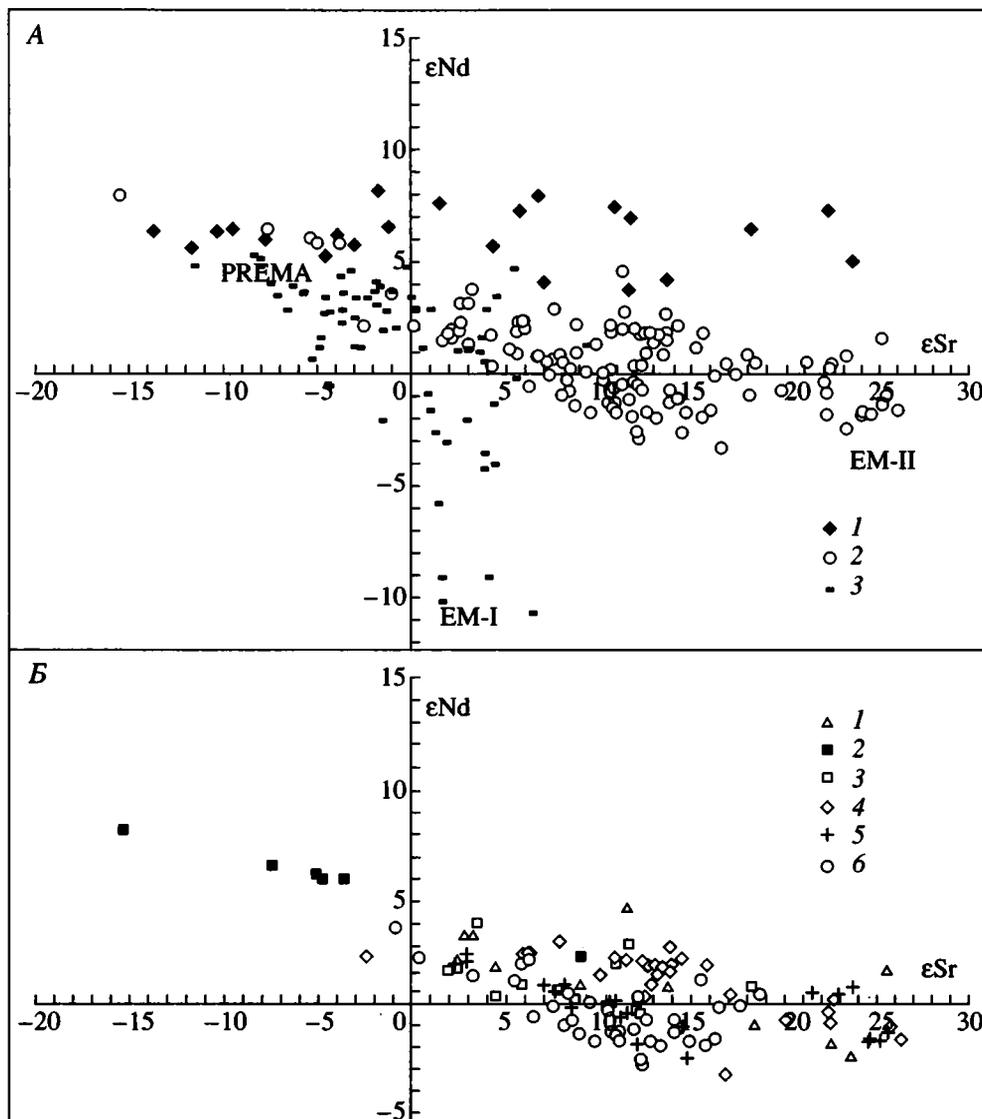
Рис. 4. Масштабы внутриплитной магматической деятельности (в км<sup>3</sup> за 25 млн. лет) в фанерозое Сибирской платформы и ее Центрально-Азиатского складчатого обрамления.

немезозойскую эпохи внутриплитного магматизма, устанавливаются одинаковые составы источников. На графике (см. рис. 5) им соответствуют перекрывающиеся поля точек, вытянутые по оси изотопного состава стронция от слабо до сильно обогащенных радиогенным стронцием значений. Эти поля располагаются между составами двух типов мантийных источников: обогащенной радиогенным стронцием мантии (EM-II) и умеренно деплетированной мантии (PREMA), что предполагает их участие в образовании пород. Среди последних параметрам EM-II ( $\epsilon_{Sr} \geq 0$ ,  $\epsilon_{Nd} \sim 0$ ) отвечают породы, составы которых в наибольшей степени обогащены радиогенным стронцием ( $\epsilon_{Sr} > 10-15$ ). Участие источника PREMA (превалирующего мантийного источника базальтов океанических островов), по-видимому, было второстепенным, так как не привело к образованию пород с соответствующими изотопными параметрами и лишь определило вытянутость поля составов внутриплитных пород в его направлении. Еще раз подчеркнем, что характеристики источников позднепалеозойских и ранне- и позднемезозойских магматических ассоциаций не зависят ни от геологического возраста пород, ни от их географического и геологического положения. Так, изотопные составы траппов Сибирской платформы такие же, как составы базальтов, сопровождавших формирование Ангаро-Витимского батолита, а также базальтов позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии. Отметим, что из общего достаточно компактного поля составов позднепалеозойских-раннемезозойских ассоциаций

выпадают базальты Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, отличающиеся от базальтов других позднепалеозойских рифтовых зон Центральной Азии значительно более деплетированными составами ( $\epsilon_{Sr}$  до  $-15$  и  $\epsilon_{Nd}$  до  $+7$ ). Как было показано [34], такая их вещественная специфика определялась одновременным участием в магмообразовании разных по составу источников расплавов, а именно обогащенного материала мантийного плюма и деплетированной мантии надсубдукционного клина.

В общем поле составов внутриплитных магматических пород наиболее существенными отличиямиобладают ранне- и позднекайнозойские базальты (см. рис. 5). Для них типичны умеренно деплетированные изотопные составы ( $\epsilon_{Sr}$  до  $-10$  и  $\epsilon_{Nd}$  до  $+7$ ), отвечающие мантии типа PREMA, а также составы, обедненные радиогенным Nd ( $\epsilon_{Nd}$  до  $-10$ ) при незначительных вариациях изотопного состава Sr. Последние типичны для продуктов плавления обогащенной мантии типа EM-I [55].

Установленные различия изотопных составов магматических источников имеют возрастную направленность. Как следует из рис. 6, в ряду разновозрастных внутриплитных проявлений Центральной Азии преобладают продукты, в которых изотопный состав Nd близок к CHUR (мантия типа EM-II согласно Nd-Sr изотопной систематике, рис. 5). Они отвечают эпохам наиболее высокой магматической продуктивности и отмечаются, по-видимому, с девона, но в явном виде доминируют с начала позднего палеозоя. В самом конце мезозоя и кайнозое возобладали умеренно деплетированные источники магматизма (PREMA), что



**Рис. 5.** Изотопный состав базитов разновозрастных внутриплитных магматических областей Северной Азии.

**А** – составы пород магматических ассоциаций без детальной расшифровки по возрасту и районам их формирования: 1 – среднепалеозойские Алтае-Саянской области, 2 – позднепалеозойские, ранне- и позднемезозойские, 3 – кайнозойские Центрально-Азиатской провинции.

**Б** – составы пород позднепалеозойских, ранне- и позднемезозойских ассоциаций внутриплитных областей и провинций: 1, 2 – позднекаменноугольных–раннепермских: 1 – Баргузино-Витимской, 2 – Гоби-Тяньшаньской рифтовой зон; 3, 4 – пермско-раннетриасовых: 3 – Гоби-Алтайской и Северо-Монгольской рифтовых зон, 4 – Сибирской трапповой; 5 – раннемезозойской и 6 – позднемезозойской Центральной Азии.

совпало с резким спадом продуктивности магматизма (см. табл. 2, рис. 4). В позднем кайнозое в составе источников магматизма отмечается мантия типа EM-I, ее появление согласуется с возобновлением внутриплитной активности.

На рисунке, помимо состава базитов внутриплитных ассоциаций, показаны также изотопные составы Nd офиолитовых комплексов Центральной Азии согласно [16]. Последние контролируются полем эволюции состава деплетированной

мантии, являвшейся для них источником расплавов [43]. Породы офиолитовых комплексов и внутриплитных ассоциаций значительно различаются по своим изотопным характеристикам. Так, изотопные составы продуктов внутриплитного магматизма в основном отвечают обогащенной мантии разного типа. Эти составы не зависят ни от возраста пород, ни от типа геологических структур, в пределах которых проявлялась внутриплитная активность. В этом состоит их главное

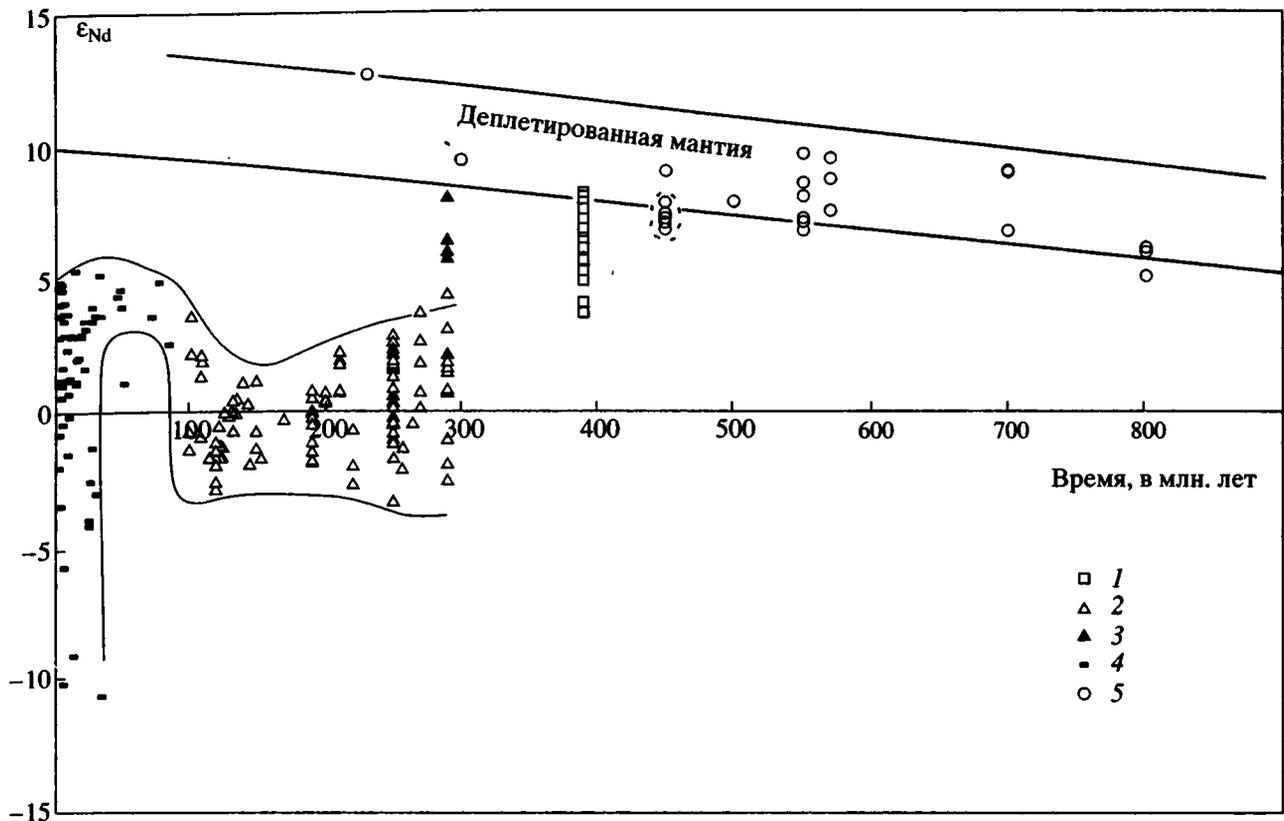


Рис. 6. Вариации изотопного состава Nd базитов магматических ассоциаций Северной Азии в зависимости от возраста их формирования.

Магматические ассоциации: 1–4 – внутриплитные: 1 – среднепалеозойские, 2 – позднепалеозойские, ранне- и поздне-мезозойские в целом, 3 – позднекаменноугольные – раннепермские Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, сформировавшейся, по [34], при участии деплетированной мантии, 4 – позднемеловые–раннекайнозойские; 5 – офиолитовых комплексов.

Линиями ограничены поля составов деплетированной мантии и поля составов пород внутриплитных ассоциаций; точечным контуром отмечены составы офиолитов, сформировавшихся при участии обогащенных мантийных источников.

отличие от источников магматизма других геодинамических обстановок и, в частности, от офиолитов. В то же время в некоторых офиолитовых ассоциациях Центральной Азии, например, герцинид Южной Монголии, а также герцинид Монголо-Охотского пояса, присутствуют породы, изотопные составы которых (наши неопубликованные данные) геохимически менее истощены (см. рис. 6), чем одновозрастная им деплетированная мантия. Это позволяет предполагать участие в их образовании обогащенных мантийных источников [16] и, таким образом, определяет влияние мантийных плюмов не только на формировании континентального блока Северной Азии, но и прилегающих к нему океанических бассейнов.

#### Тектоническое развитие Северной Азии в фанерозое и внутриплитная активность

Итак, на протяжении последних 500 млн. лет территория Северной Азии развивалась при непрерывавшемся участии подлитосферных внут-

риплитных процессов. Как представляется, такое развитие было определено перемещением Сибирского континента в начале фанерозоя в пределы сегмента Земли, который формировался при участии группы горячих точек мантии, и последующим взаимодействием континентальной литосферы с мантийными плюмами, питавшими эти горячие точки. Рассмотрим это предположение, опираясь на оценку, во-первых, геодинамических обстановок проявления внутриплитного магматизма и, во-вторых, особенностей перемещения территории Сибирского кратона и его складчатого обрамления (континентальных структур Северной Азии), реконструируемых по следам деятельности горячих точек. Подобные подходы использовались и прежде [12], однако новые данные о времени существования отдельных горячих точек и следах их проявления в пределах литосферных плит заставляют внести коррективы в полученные ранее оценки.

Выполненные нами реконструкции опирались на представления, что горячие точки фиксируют жесткую систему географических координат. Кроме того, учитывались данные о преимущественном вращении Сибирской платформы по часовой стрелке на протяжении всего фанерозоя [8, 12]. Реконструкции велись, начиная с современной эпохи в глубь геологического времени. Они оказались близки к тем, которые были получены А.А. Моссаковским с соавторами [8, 26] для средне- и позднепалеозойских эпох формирования Сибирского кратона и его складчатого обрамления. Поэтому на приведенных схемах (рис. 7) была использована система координат и размещение некоторых опорных континентальных блоков, предложенная этими авторами в работе [8].

После распада суперконтинента Родиния в позднем рифее его Сибирский фрагмент дрейфовал к северу [16, 49]. В конце кембрия он вторгся в область широкого развития островных дуг и задуговых бассейнов и спрединговых зон [16]. Столкновение с ними привело к росту Сибирского континента за счет причленения к нему этих складчатопреобразованных структур, а также ряда микроконтинентов, которые вместе с Сибирью перемещались в северном направлении [16]. Судя по возрасту регионального метаморфизма в каледонидах Центральной Азии [16], столкновение произошло около 490–500 млн. лет назад. С этого же времени в складчатых сооружениях юго-западного обрамления Сибирского кратона (Алтае-Саянская область) началась внутриплитная деятельность, указывающая на перекрытие краем новообразованного континента срединно-океанического хребта (или мантийного плюма). Возможно, что последний был в той или иной степени ответственным за процессы формирования каледонской коры, участвовавшей в столкновении с Сибирским кратоном. В период активности этого плюма (O–D<sub>2</sub>, см. табл. 1) расположенная над ним Алтайская окраина Сибирского континента развивалась в режиме конвергентной границы с формированием вдоль нее островных дуг и активных окраин в ордовике, силуре и девоне [32].

Положение Алтае-Саянской области в краевой части Сибирского континента оставалось стабильным на протяжении 100 млн. лет, что допускает для континента лишь вращательные движения относительно плюма. По-видимому, вследствие такого вращения в силуре противоположный по отношению к алтае-санскому край континента перекрыл еще один – Вилюйский плюм (см. 1 на рис. 7). Его взаимодействие с континентальной литосферой привело к образованию тройной системы грабенов, расколу континента и отделению от него литосферного фрагмента. Позицию раскола определили движения, связанные с раскрытием Уральского палеоокеана [12]. Слепая ветвь тройной системы грабенов соответствовала Вилюйскому рифту. Дальнейшее развитие этого

края континента отвечало режиму пассивной окраины [19].

С середины девона Алтае-Саянский плюм перестал проявлять себя в поверхностных структурах. С этим событием совпало возрастание скорости перемещения Сибирского континента. На это указывает образование серии островных дуг в девоне и активных континентальных окраин в раннем карбоне в пределах центрально-азиатского обрамления Сибирского кратона [36, 47]. В первой половине карбона территория континента была увеличена за счет коллизии с герцинскими структурами Южно-Монгольской зоны герцинид, а позднее – с Казахстанским микроконтинентом [8, 26]. Перемещения континента в сторону Палеотетиса фиксируются также магматическими ареалами внутриплитного типа, которые возникли со второй половины карбона на его активных окраинах и которые отвечали проекциям мантийных плюмов, перекрытых континентальной литосферой (см. 2 на рис. 7). Как указывалось выше, реальность участия последних в формировании герцинской океанической коры подчеркивается присутствием среди раннепалеозойских офиолитов пород, отвечающих геохимически обогащенным мантийным источникам.

Один из таких ареалов (в дальнейшем Центрально-Азиатский) возник на южномонгольской окраине континента в виде системы грабенов Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны с мощным бимодальным и щелочногранитоидным магматизмом (см. 3 на рис. 7). Второй (Баргузино-Витимский) образовался в Забайкальской части активной окраины на границе с Монголо-Охотским бассейном. Его специфической особенностью, повторившейся впоследствии в строении позднепалеозойского и раннемезозойского магматических ареалов Центрально-Азиатского складчатого пояса, стало формирование крупного Ангаро-Витимского батолита под влиянием внутриплитных источников тепла и расплавов. Напомним, что в строении ареала индикаторные для внутриплитных обстановок магматические породы сосредоточены в двух рифтогенных зонах по краям батолита (см. рис. 2, I), а также представлены синплутоническими интрузиями щелочных базитов среди гранитоидов. Подобное специфическое проявление внутриплитной активности было связано с воздействием мантийного плюма (в дальнейшем Сибирского) на область, находившуюся в условиях тектонического сжатия. Предполагается [40], что в таких условиях магматические продукты мантийного источника не проникали в верхние части коры, а инициировали процессы анатектического плавления в нижней коре. В подтверждение мощного стрессового воздействия на регион в это время приведем данные о региональном метаморфизме и метаморфогенных границах, появившихся во фронтальной (Малханской) зоне активной

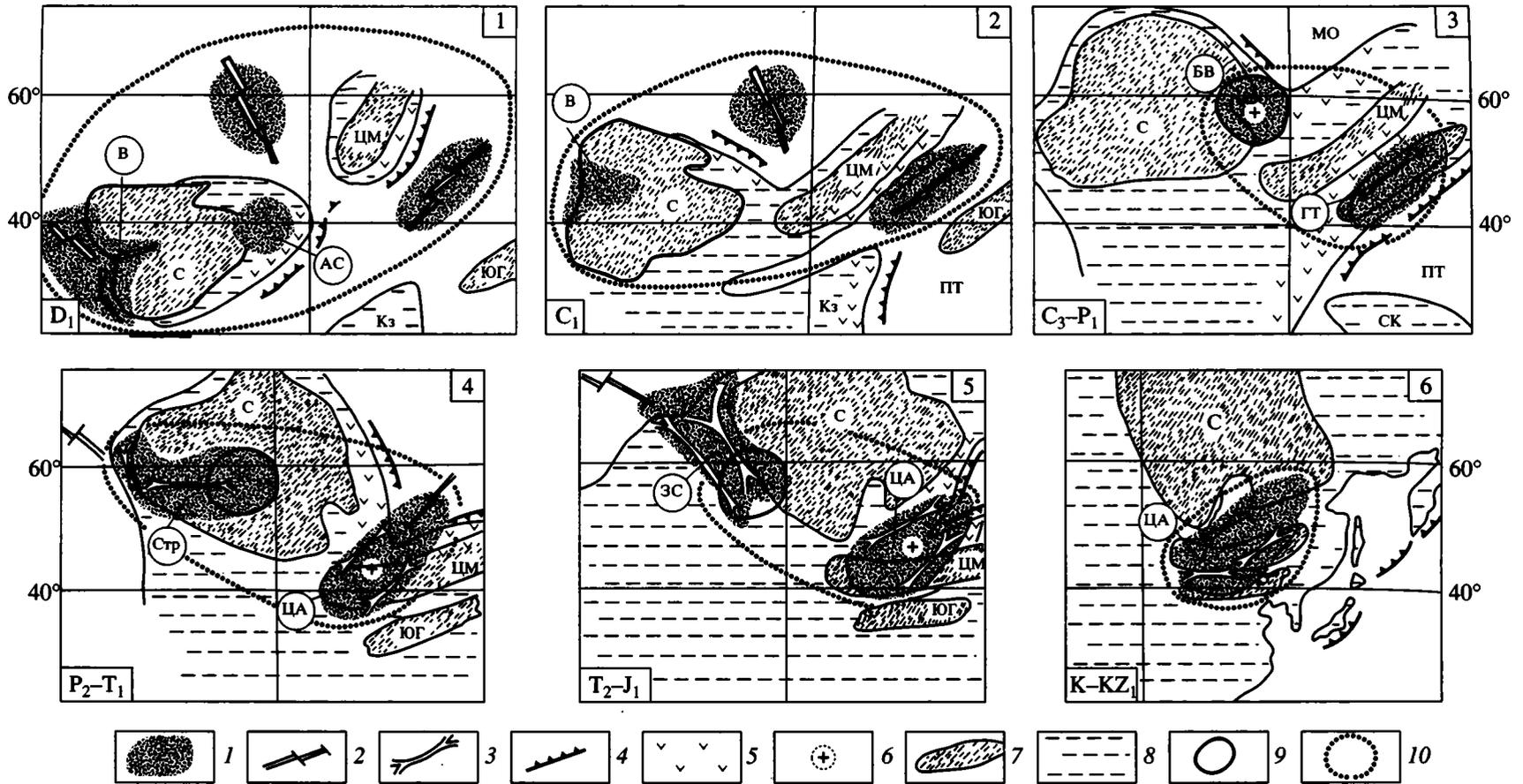


Рис. 7. Реконструкции взаимодействия Сибирского кратона и его складчатого обрамления с Азиатским полем мантийных плюмов в фанерозое.

1 – проекции мантийных плюмов; 2 – спрединг-зоны; 3 – континентальные рифтовые зоны; 4 – зоны поглощения океанических плит; 5 – активные континентальные окраины; 6 – гранитные батолиты; 7 – некоторые докембрийские блоки, по [8]; 8 – континентальные территории; 9 – проекция Сибирского плюма; 10 – проекция границ Азиатского суперплюма.

Континентальные блоки и морские прогибы: С – Сибирский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, Кз – Казахстанский, СК – Северо-Китайский, МО – Монголо-Охотский, ПТ – Палеотетис.

Внутриплитные области (буквы в кружках): В – Вилюйская, АС – Алтае-Саянская, БВ – Баргузино-Витимская, ЦА – Центрально-Азиатская, СТр – Сибирская траптовая, ГТ – Гоби-Тяньшаньская, ЗС – Западно-Сибирская.

окраины [25] одновременно (~300 млн. лет) с образованием Баргузино-Витимской области.

Во второй половине перми произошло столкновение Северо-Азиатского и Северо-Китайского континентов, которое привело к закрытию Палеотетиса. При этом Центрально-Азиатская область внутриплитного магматизма сместилась в глубь Северной Азии и локализовалась на участке закрытия Монголо-Охотского бассейна (см. 4 на рис. 7), развивавшегося в перми и раннем мезозое по типу сжимающихся ножиц. Здесь в результате взаимодействия плюма с коллизионными структурами возник зонально-симметричный магматический ареал. Как и в случае с Ангаро-Витимским батолитом, в зоне коллизионного столкновения бортов бассейна возник крупный Хангайский батолит, а по его обрамлению – рифтовые зоны с бимодальным и щелочногранитоидным магматизмом. Область воздействия мантийного плюма захватывала также открытые участки Монголо-Охотского бассейна, где шло образование океанических комплексов [7]. Вдоль бортов бассейна над зонами поглощения океанической литосферы формировались краевые магматические пояса [5, 47].

Одновременно с этими событиями в конце перми произошли излияния траппов в пределах Сибирской платформы. Согласно выполненным реконструкциям (см. 4 на рис. 7), их формированию предшествовал поворот Сибири по часовой стрелке. В результате территории будущей трапповой области оказалась совмещенной с проекцией Сибирского плюма, который в начале эпохи (в позднем карбоне) контролировал образование Баргузино-Витимского батолита. Этому выводу, в частности, не противоречат данные изотопных исследований, рассмотренные выше и указывающие на идентичность мантийных источников базитовых расплавов обеих внутриплитных областей. Формирование Сибирских траппов было сопряжено с протяженным литосферным расколом, уходящим далеко за пределы Северо-Азиатского континента в арктические бассейны, где в это время происходили процессы рифтогенеза [12]. Можно предположить, что этот раскол инициировался цепочкой плюмов по механизму, предложенному [41]. В их число входили два плюма – условно южный (или Сибирский) и северный (Норильский), с которыми связывается формирование Сибирской трапповой провинции [9]. Кроме того, предполагается, что по крайней мере еще один плюм (Исландский) участвовал в образовании Баренцевоморского бассейна [45]. Вероятно, раскол шел со стороны океанического обрамления континента, определив более крупные растяжения в Баренцевом море, а также опережающие излияния в районе Норильска и несколько более поздние в районе Нижней Тунгуски [56].

В раннем мезозое ( $T_2$ – $J_1$ ) продолжалось вращательно-поступательное движение Северо-

Азиатского континента, что привело к смещению проекций мантийных плюмов относительно их позднепермской позиции. Так, Сибирский плюм совместно с плюмами Арктического бассейна контролировал образование Западно-Сибирской рифтовой системы (см. 5 на рис. 7). Однако очевидно, что плюмы Арктики играли ведущую роль в этом процессе и определили в северной части рифтовой системы крупноамплитудные растяжения вплоть до раскрытия Обско-го океана [1]. Активность Сибирского плюма, судя по вырождению рифтов в области его проецирования, заметно упала, и к концу триаса плюм, по-видимому, прекратил свое существование.

В Центральной Азии внутриплитная активность этого времени проявлялась примерно в тех же районах, что и в перми, следы ее деятельности отмечаются от структуры Алтая на западе до Бурейнского массива на востоке. Наиболее эффективно она проявилась в зоне закрытия Монголо-Охотского бассейна. Здесь в обстановке коллизии его бортов при участии внутриплитных источников возник подобный пермскому раннемезозойский зонально-симметричный магматический ареал с гранитоидным Хентейским батолитом в ядре и зонами рифтогенного магматизма в обрамлении.

В позднем мезозое внутриплитная активность в Северной Азии определялась, главным образом, Центрально-Азиатским плюмом. К началу эпохи “челюсти” Монголо-Охотского бассейна замкнулись над ним, и, хотя возникший в это время магматический ареал имел черты зонально-симметричного строения (см. рис. 3) относительно сохранившегося (Удского) фрагмента бассейна, тем не менее внутриплитная магматическая активность в основном была сосредоточена внутри континента далеко от его активных окраин (см. 6 на рис. 7). В это время на территории Центральной Азии возникли по крайней мере четыре автономные вулканические области, которые фиксировали отдельные мантийные струи (горячие точки), исходящие от общего питавшего их мантийного плюма. Относительная позиция этих областей на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя практически не менялась, указывая тем самым на постоянство взаимного расположения континента и мантийного плюма. В конце мела и раннем кайнозое магматическая и тектоническая активность плюма практически сошла на нет, и лишь в позднем кайнозое в регионе произошло возрождение внутриплитной деятельности.

Таким образом, практически всю фанерозойскую историю развития Сибирского кратона и его складчатого обрамления можно представить как результат взаимодействия этой территории с локальной системой мантийных плюмов. Со стороны Сибирского континента взаимодействие носило агрессивный характер. Континент последовательно надвигался на эту область, перекрывая сво-

ими активными границами участки проецирования отдельных плюмов. Мантийные плюмы этой области в целом представляли отмирающую систему и последовательно прекращали свою деятельность от периферии области к ее центру. Принадлежность плюмов к единой системе, подчиняющейся общим законам развития, подчеркивается также сходством состава источников, участвовавших в их формировании. Эту систему плюмов мы выделяем как Северо-Азиатский суперплюм. О его размерах можно судить по площади, в пределах которой одновременно проявлялась внутриплитная активность (см. рис. 7) и которая в палеозойские эпохи развития суперплюма превосходила территорию Северной Азии. Можно предположить, что суперплюм имел строение гигантского гриба, шляпа которого из-за недостаточной тепловой подпитки постепенно сокращалась, вызывая отмирание расположенных на ее краях отдельных плюмов (рис. 8). Наиболее активным и долгоживущим в этой системе оказался Центрально-Азиатский плюм, который, по-видимому, располагался над основанием суперплюма. Как следует из выполненных реконструкций (см. рис. 7), траектория движения Сибирского кратона в палеозое отвечала вращению кратона относительно этого плюма с постепенным приближением к последнему. Это движение было прекращено лишь в результате коллизии с Северо-Китайским континентом, наступавшим на Центрально-Азиатский плюм с другой стороны.

### Изотопно-геохимическая модель строения Северо-Азиатского плюма

Как было показано выше, внутриплитный магматизм Центральной Азии был связан с мантийными источниками типа PREMA, EM-I и EM-II. Среди них ведущую роль играла обогащенная мантия типа EM-II, в той или иной степени смешанная с источником PREMA. Эта мантия участвовала во внутриплитном магматизме разных магматических областей Северной Азии по крайней мере с начала позднего палеозоя и до позднего мела, т.е. на протяжении более 200 млн. лет, что свидетельствует о выдержанном ее распространении в основании региона на всем пути миграции Сибирского континента за это время (см. рис. 7). По-видимому, не вызывает сомнения расположение этой мантии ниже уровня конвекции деплетированной верхней мантии. Последняя, являясь источником пород типа базальтов срединно-океанических хребтов, участвовала в формировании офиолитов всех фанерозойских складчатых поясов Центральной Азии (до раннего мезозоя включительно). Породы офиолитовых комплексов имеют изотопные составы, которые контролируются полем эволюции состава деплетированной мантии (см. рис. 6) и которые в соот-

ветствии с этой зависимостью меняются согласно геологическому возрасту офиолитов. В отличие от них изотопные составы внутриплитных базальтов менялись по другому закону (см. рис. 6) и не зависели от типа геологических структур, в пределах которых они сформировались. С почти тождественными изотопными и геохимическими характеристиками они распространены по площади докембрийских, каледонских, герцинских, киммерийских и альпийских структур [35]. Из этого следует, что протолиты внутриплитного магматизма не связаны по происхождению с корообразующими процессами, порождаемыми верхнемантийной конвекцией деплетированной мантии. Это возможно только при более глубоком по отношению к деплетированной мантии размещении этих протолитов.

В истории внутриплитного магматизма Северной Азии смена обогащенной мантии EM-II на умеренно деплетированную мантию PREMA в качестве источника расплавов совпала с резким снижением (на 3 порядка, см. рис. 4) продуктивности внутриплитного магматизма и прекращением тектонической деятельности. Очевидно, что спад активности был связан с изменением термического состояния недр и погружением изотерм в глубины мантии. Следствием должно было стать погружение уровня зарождения мантийных плюмов, что позволяет предполагать более глубокое размещение мантии типа PREMA относительно мантии EM-II. Напомним, что мантия типа PREMA является источником основной массы базальтов океанических островов и обычно принимается ее нижнемантийное размещение [43].

Следующая смена состава источников внутриплитного магматизма совпала со вспышкой внутриплитной активности в позднем кайнозое Центральной и Восточной Азии. Очевидно, что эта вспышка должна была инициироваться тепловым импульсом в основании мантийного плюма. Представляется, что носителем этого импульса стала мантия с характеристиками EM-I, продукты которой впервые появились в составе внутриплитных ассоциаций именно с этого времени. Поэтому мы предполагаем более глубокое ее залегание по отношению к другим типам мантийных источников.

В современных геохимических моделях строения Земли появление обогащенных мантийных источников связывается с блоками океанической и островодужной коры, погребенными в глубинах мантии при субдукции [43, 44, 52]. Предполагается, что захороненный литосферный материал складируется на крупных фазовых разделах земных недр – на границе верхней и нижней мантии в случае двухслойной мантийной конвекции и на границе ядра и мантии в эпохи однослойной конвекции [10, 43]. Считается также, что после достижения некоторой критической массы субду-

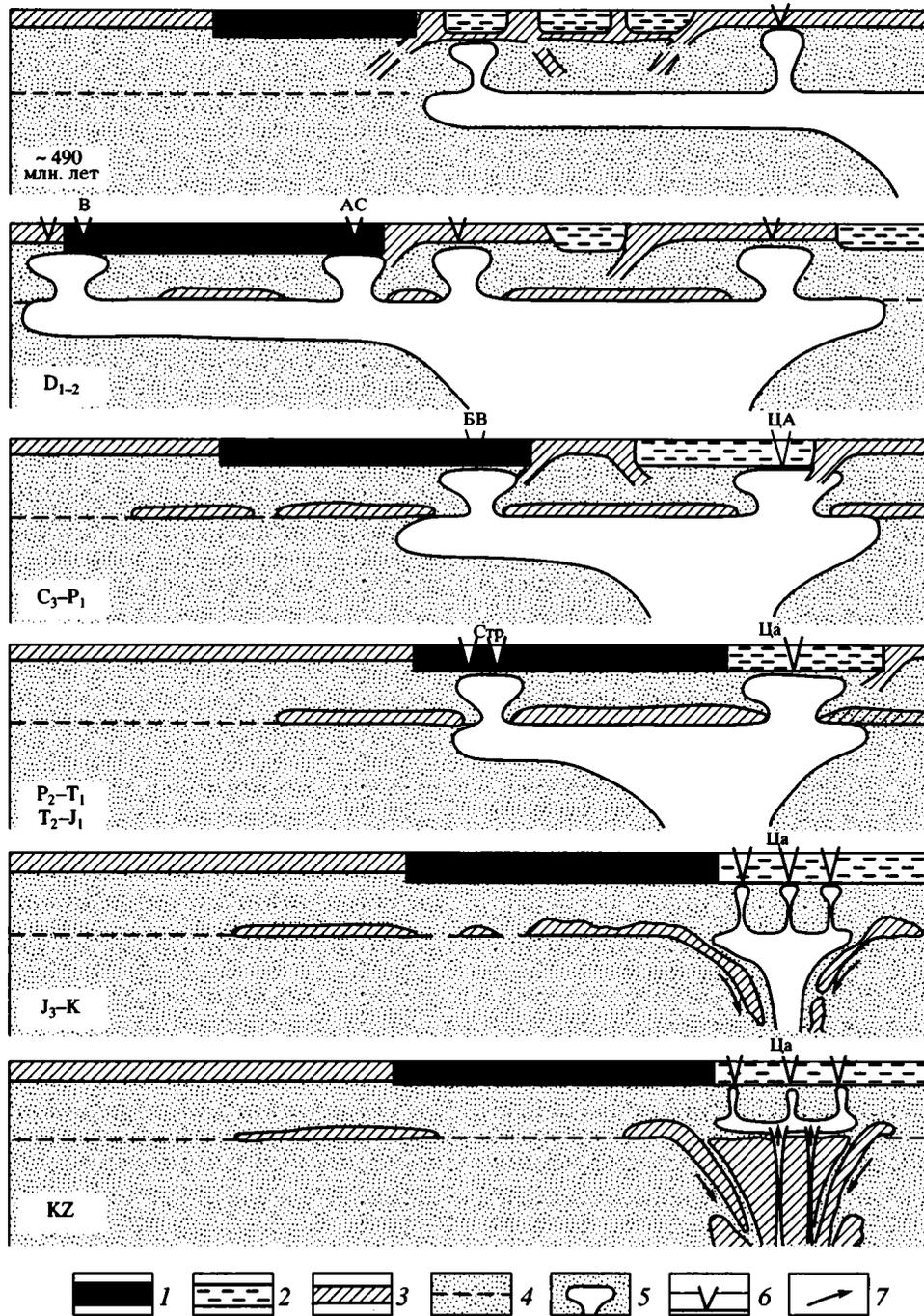


Рис. 8. Схема деградации Северо-Азиатского суперплюма в фанерозое.

Вулканические области и провинции: В – Вилуйская, АС – Алтае-Саянская, БВ – Баргузино-Витимская, ЦА – Центрально-Азиатская, Стр – Сибирская трапповая.

1 – Сибирский континент; 2 – микроконтиненты Центрально-Азиатского складчатого пояса; 3 – океаническая кора; 4 – мантия и граница верхней и нижней мантии; 5 – “горячая” мантия суперплюма; 6 – области внутриплитной активности; 7 – направления движений мантийных потоков.

цированный материал, накопленный на границе верхней и нижней мантии, может претерпеть фазовые превращения и погрузиться в нижнюю мантию, оставив на этой границе лишь обогащенный гранатитом слой [44].

Согласно существующим представлениям [10], двуслойная конвекция стала основным типом движений в мантии с конца раннего протерозоя, определив с этого времени ведущую роль механизмов субдукции и тектоники плит в целом в

формировании верхних оболочек Земли. В более ранней геологической истории преобладали процессы общемантийной (однослойной) конвекции. Это позволяет предполагать предпочтительное накопление раннедокембрийского литосферного материала на нижней границе мантии, а позднедокембрийского и фанерозойского – на разделе верхней и нижней мантии.

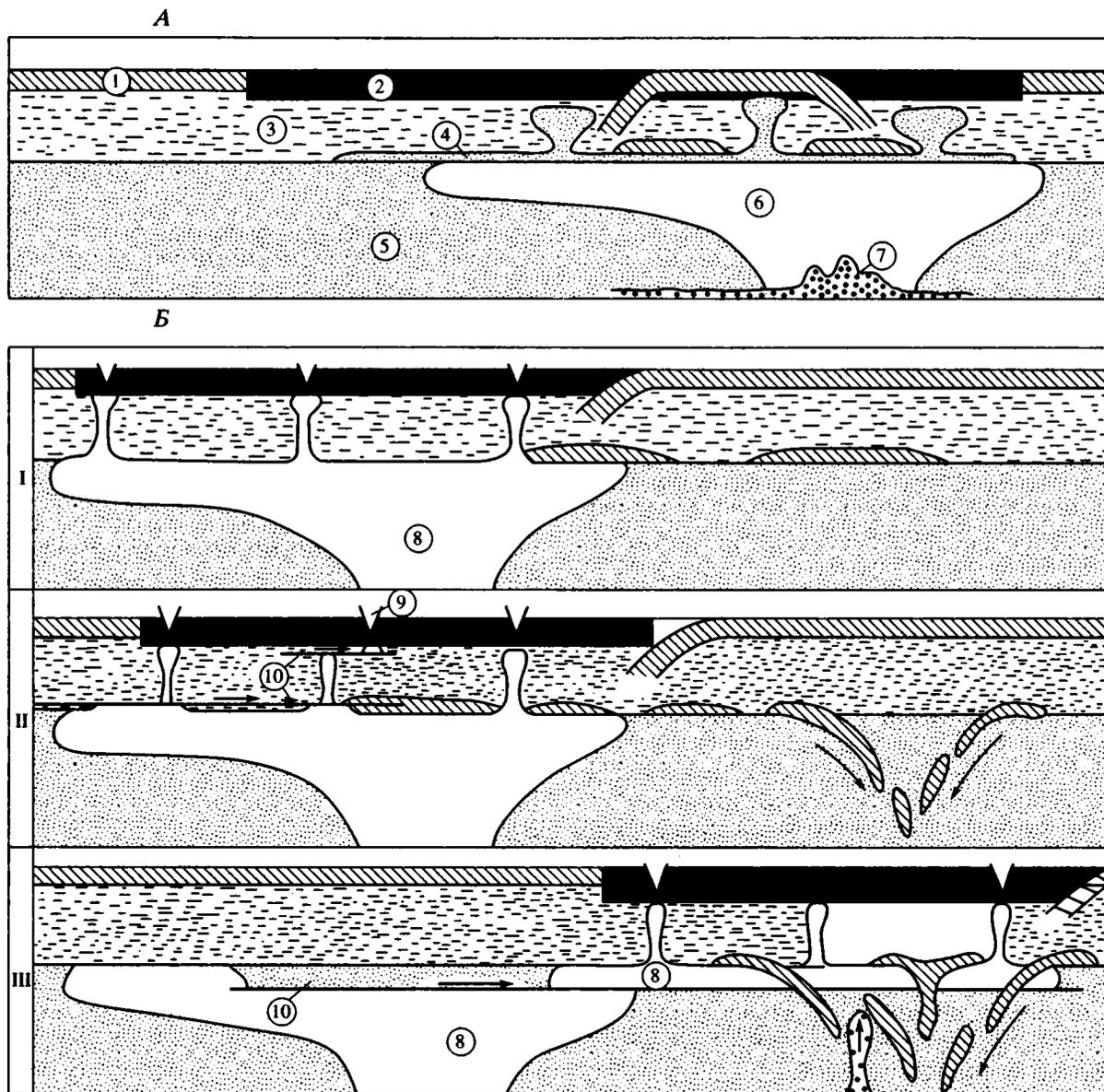
Можно оценить возраст погребенных фрагментов коры, послужившей протолитом для магматических расплавов с характеристиками обогащенной мантии типа EM-I и EM-II. В основу подобных оценок кладутся представления о формировании коры из деплетированной верхней мантии. Зная изотопный состав Nd погребенного протолита и величину Sm/Nd отношения в нем, можно рассчитать его модельный Nd возраст, т.е. определить время, которое потребовалось для изменения состава протолита от равного составу деплетированной мантии до зафиксированного в продуктах его плавления [35]. Вслед за [52] примем, что в последних величина Sm/Nd примерно на 30% меньше, чем в источнике вследствие фракционирования REE при плавлении. С учетом этих замечаний для внутриплитных ассоциаций Северной Азии модельный возраст источников с характеристиками EM-II оценивается в 1.1–1.5 млрд. лет и источников с характеристиками EM-I – в 2.3–2.5 млрд. лет. Эти оценки являются дополнительным подтверждением того относительного размещения разных типов мантийных источников, которое было предложено выше. Древний модельный возраст источников типа EM-I позволяет связать его появление в строении мантии с процессами однослойной конвекции и соответствующей аккумуляцией на нижней границе мантии. Источник EM-II отвечает эпохе двухслойной конвекции в мантии, в которую субдуцированный материал предпочтительно накапливался на разделе верхней и нижней мантии. Мантия PREMA, располагающаяся согласно нашим предположениям между этими двумя типами мантийных источников, характеризует, следовательно, нижнюю мантию, что согласуется с общепринятыми представлениями.

В соответствии с этими оценками предлагается следующая изотопно-геохимическая модель строения Северо-Азиатского суперплюма (рис. 9, А). Его широкая шляпа охватывала верхние оболочки нижней мантии и подстилала слой с характеристиками EM-II на границе верхней и нижней мантии. Тепловое и, вероятно, вещественное воздействие на последний со стороны суперплюма порождало вторичные плюмы, которые отдельными колоннами поднимались к основанию литосферы. Нижняя мантия, частично взаимодействовавшая с EM-II или выступавшая как самостоятельный источник магматизма, имела характеристики PREMA, и лишь в самом ее основании располагался слой обогащенной мантии EM-I.

### Горячий и холодный суперплюмы Азии – природа двойственности

Геологические данные приводят нас к однозначному выводу о формировании фанерозойской геологической структуры Северной Азии при активном участии горячего суперплюма. Его основание, вероятнее всего, располагалось под территорией Центральной и Восточной Азии, в пределах которой в фанерозое внутриплитная активность практически не прекращалась. Однако в соответствии с данными сейсмического зондирования (сейсмической томографии) именно под этой частью Азии сосредоточены высокоскоростные разрезы как верхней, так и нижней мантии, отвечающие “холодному” состоянию ее вещества [42, 48]. Как уже отмечалось, эта гигантская колонна “холодной” мантии была выделена как “холодный” суперплюм.

Нам представляется, что возникшее противоречие, связанное с представлениями о разных термальных состояниях одной и той же области мантии, не является неразрешимым и может быть объяснено в свете общей динамики внутриплитных процессов в регионе и, в частности, на основе признания одновременности существования этих термальных состояний мантии в основании региона. Действительно, геологический материал свидетельствует об отмирании “горячего” суперплюма на протяжении фанерозоя. Этот процесс зафиксирован сокращением во времени размеров области, контролируемой суперплюмом (см. рис. 7, 8), а также продуктивности магматической деятельности за единицу времени (см. табл. 2, рис. 4). Ко второй половине мела произошло практически полное вырождение внутриплитной активности, и это состояние тектонического покоя сохранялось до начала позднего кайнозоя, т.е. на протяжении 70 млн. лет. Возможно, что одной из причин резкого сокращения активности плюма стало формирование в его пределах противотока “холодной” мантии (см. рис. 8). Исходным материалом для него могли послужить огромные объемы субдуцированной литосферы, которая непрерывно, по крайней мере, с позднего рифея и до кайнозоя включительно, накапливалась под Сибирским кратоном и его складчатым обрамлением, а с позднего мезозоя в целом под тихоокеанской окраиной Азии. Этот поток “холодного” материала должен был вызвать инверсию теплового состояния мантии и создать общую картину “холодного” суперплюма. Одним из следствий воздействия холодной тяжелой мантии на пограничный слой ядра и мантии могла стать механическая реакция последнего в виде выплесков малых, не фиксируемых сейсмической томографией мантийных струй (см. рис. 8), инициировавших позднекайнозойскую вспышку магматизма с участием мантийных источников EM-I.

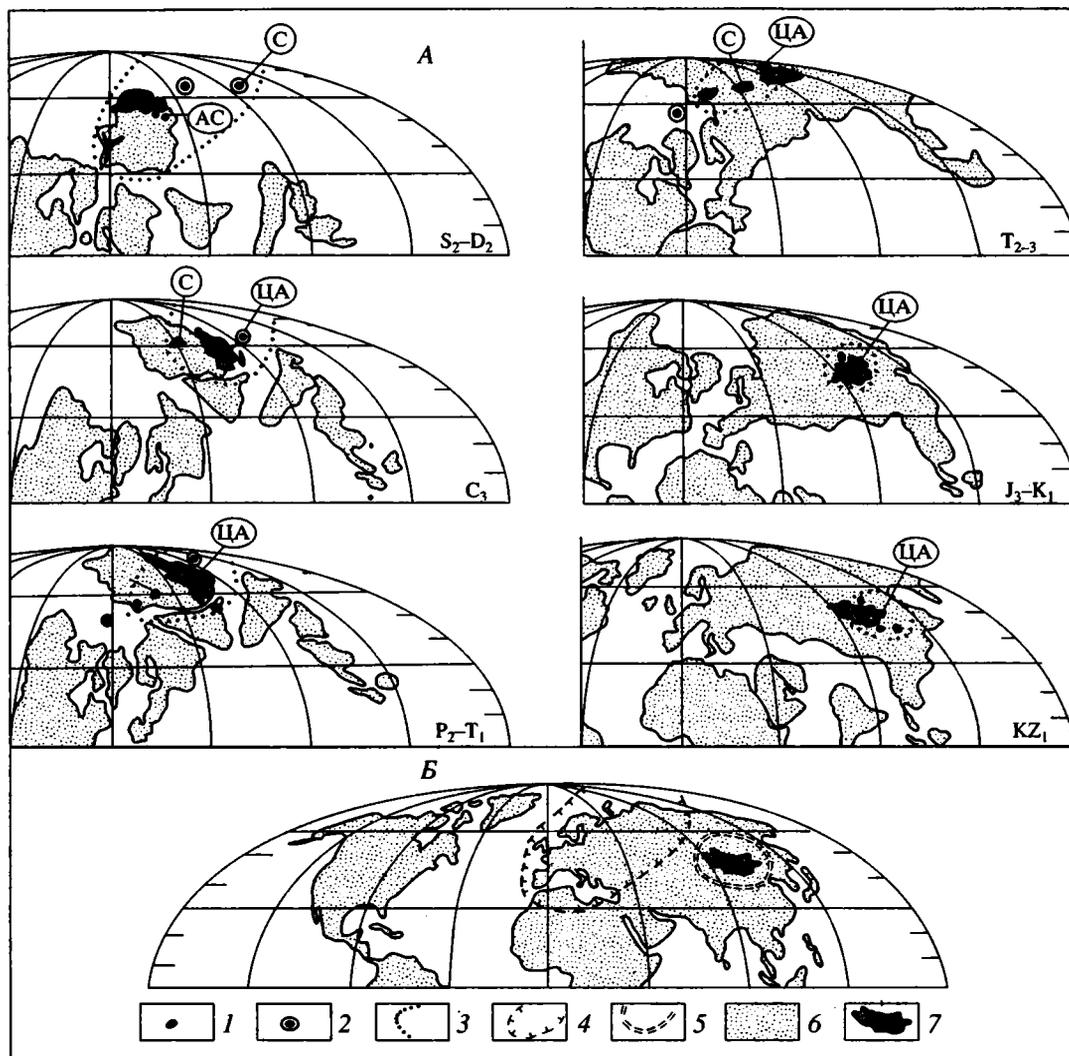


**Рис. 9.** Распределение изотопных источников магматизма в строении Азиатского суперплюма (А) и модель его развития в варианте взаимодействия с "холодным" суперплюмом.

Цифры в кружках: 1, 2 – литосфера: 1 – океанская, 2 – континентальная; 3–8 – мантия: 3 – верхняя (деплегированная), 4 – обогащенная типа EM-II, 5 – нижняя, 6 – нижняя "горячая" типа PREMA, 7 – обогащенная типа EM-I, 8 – в целом "горячая" мантия суперплюма; 9 – рифтовые расколы; 10 – поверхности глубинных срывов.

Другое решение проблемы соотношения горячего и холодного плюмов напрашивается из результатов сопоставления данных о внутриплитном магматизме Северной Азии с глобальными палеогеографическими реконструкциями [50]. Они отражены на рис. 10. На приведенных схемах область влияния Северо-Азиатского суперплюма выделяется в виде сегмента земной поверхности, в пределах которой внутриплитная активность была проявлена как во внутриконтинентальных, так и во внутриокеанических условиях.

При выполнении этих сопоставлений мы столкнулись с проблемой несоответствия литосферных передвижений, которые устанавливаются в одном случае на основе палеогеографических реконструкций и в другом при использовании горячих точек как маркеров абсолютных географических координат. Вариант использования палеогеографических реконструкций выявляет значительные перемещения для внутриплитных магматических областей, что противоречит представлениям об устойчивости горячих точек относительно движений литосферы. Эти



**Рис. 10.** География распределения горячих точек Северной Азии в фанерозойской истории Земли на основе палеогеографических реконструкций, по [50], (А) и положение обобщенных ареалов внутриплитного магматизма относительно современных географических координат (Б).

1, 2 – горячие точки: 1 – континентальные, 2 – океанические (предполагаемые); 3–5 – границы областей внутриплитной активности: 3 – Азиатского суперплюма для отдельных эпох внутриплитного магматизма, 4 – обобщенной для палеозойских и раннемезозойских эпох магматизма, 5 – обобщенной для позднемезозойской и кайнозойской эпох магматизма; 6 – континенты; 7 – территория Монголии.

Проекции мантийных плюмов (буквенные обозначения): В – Виллюйского, АС – Алтае-Саянского, С – Сибирского, ЦА – Центрально-Азиатского.

смещения нельзя объяснить только относительностью оценок палеодолгот, так как они зафиксированы значительными подвижками по широте. Поэтому, если не ставить под сомнение метод палеогеографических реконструкций в целом, то необходимо признать, что горячие точки далеко не всегда могут служить реперами фиксированных географических координат.

Напомним, что области внутриплитной активности связаны с источниками, более глубинными, чем деплетированная мантия, и поэтому должны обладать структурными корнями, пронизываю-

щими не только литосферу, но и всю верхнюю мантию и обеспечивающими устойчивую связь источника внутриплитной активности с поверхностными образованиями. Поэтому в тех случаях, когда согласно палеогеографическим реконструкциям устанавливается миграция горячих точек, приходится предполагать участие в их передвижениях не только литосферных плит, но и более мощных пакетов с подлитосферными горизонтами мантии. Нам представляется, что подобный вывод вполне закономерен по крайней мере в свете данных глубинной томографии Земли. На вы-

полненных в соответствии с ними разрезах [42] наиболее очевидным элементом строения мантии является ее достаточно дробная расслоенность, свидетельствующая о ведущей роли в ее формировании горизонтальных перемещений разного уровня.

В фанерозойской истории Сибирского кратона и его складчатого обрамления, по-видимому, происходили литосферные передвижения с разными глубинами залегания подошвы перемещавшихся литосферно-мантийных блоков (см. рис. 9, Б). В одних случаях эти блоки включали оболочки мантии вплоть до слоя, питавшего внутриплитную активность, и таким образом, охватывали практически всю верхнюю мантию. Это обеспечивало сохранение корневой системы мантийных струй и постоянство позиции области проявления внутриплитной активности на земной поверхности при изменении географического положения континента (см. рис. 9, Б-II). Подобные перемещения можно предполагать, например, для Центрально-Азиатского плюма в среднем и позднем палеозое (см. рис. 10). В других случаях поверхность скольжения располагалась существенно выше и разрывала колонну мантийного плюма, что влекло за собой прекращение внутриплитного развития в одной области и проявление ее в другой, в соответствии со смещением литосферного блока над основанием плюма (см. рис. 9, Б-II). Так, по-видимому, развивались события при вращении континента над Сибирским плюмом. В результате прервалась связь последнего с Баргузино-Витимским ареалом, где вследствие этого прекратилась магматическая деятельность, а также возникла новая внутриплитная область с масштабными трапповыми излияниями на участке остановки континентальной литосферы над мантийным плюмом.

Возможно, один из наиболее глубоких горизонтальных срывов определил перемещение Азиатского континента в конце раннего мезозоя, в результате которых резко изменилось географическое положение Центрально-Азиатской внутриплитной провинции, в том числе и относительно общего контура Северо-Азиатского суперплюма (см. рис. 10, Б). При этом позиция провинции в строении континента осталась неизменной. Более того, еще на протяжении последующих 70 млн. лет до начала позднего мела в пределах провинции сохранялись достаточно высокая продуктивность магматизма и оставались неизменными составы его мантийных источников. Если предположить, что эти перемещения не вывели регион за границы Северо-Азиатского суперплюма, то не вызывает особых проблем интерпретация причин сохранения преемственности внутриплитной активности в пределах провинции. В этом случае ее позднемезозойскую-кайнозойскую историю, включая появление "холодной" мантии в основании региона, можно описать по изложенному выше сценарию (см. рис. 8).

Однако, если в результате произошедших движений территория Северной Азии ушла за границы суперплюма (см. рис. 10, Б), то необходимы другие механизмы, обеспечившие сохранение внутриплитной активности в регионе. Одно из таких решений связано с представлением о более мощном, чем литосферный, слое, который был вовлечен в перемещения. Так, приходится предполагать, что ему соответствовал литосферно-мантийный пакет, включавший не только систему каналов внутриплитной активности, но и сами источники этой активности и, возможно, захватывавший фрагменты верхних частей нижней мантии (см. рис. 9, Б-III). Мы полагаем, что причиной, перемещения столь мощного литосферно-мантийного пакета стало образование и развитие в соседней области Земли "холодного" суперплюма, втягивавшего в себя фрагменты погребенной литосферы из окружающих областей мантии (см. рис. 9, Б-II). По-видимому, одно из наиболее значительных скоплений такой литосферы находилось в мантии Азиатского континента, кора которого формировалась при участии субдукционных процессов на протяжении всего фанерозоя. Как нам представляется, течение погребенной литосферы в сторону "холодного" плюма вполне могло привести к движению всех оболочек, содержащих эту литосферу. В результате Азиатский континент переместился и зафиксировал свою позицию над "холодным" суперплюмом (см. рис. 9, Б-III). При этом расположенная в его пределах Центрально-Азиатская провинция лишилась связи со своими глубинными нижнемантийными корнями, что привело к постепенному угасанию внутриплитной активности в ее пределах. Тем не менее, реликты "горячей" мантии сохранились в верхней мантии региона, где они фиксируются методами глубинного сейсмического зондирования [13, 42]. Позднекайнозойская вспышка внутриплитной активности, как и в первом варианте, по-видимому, связана с реакцией границы ядра и нижней мантии на воздействие со стороны "холодного" суперплюма.

В соответствии со второй моделью следует ожидать, что нижнемантийные корни Северо-Азиатского "горячего" суперплюма должны располагаться под территорией северо-западной Азии и Европы. Действительно, согласно данным сейсмической томографии, не только нижняя мантия, но и значительная часть верхней мантии этой части Земли характеризуются относительно пониженными скоростями сейсмических волн и, таким образом, отвечают "горячей" мантии. В контуры проекции этой мантии на земную поверхность попадает Исландская горячая точка, влияние которой на внутриплитные процессы в Северной Азии, по крайней мере в мезозое, вполне вероятно [45].

### Заключение

Геологические данные свидетельствуют о формировании фанерозойской структуры Северной Азии при участии двух суперплюмов – “горячего” и “холодного”. Последний фиксируется в современной структуре мантии континента, и его влияние на геологические события стало заметным, начиная с позднего мела. До этого времени на протяжении палеозоя и большей части мезозоя развитие континентальных массивов Северной Азии в значительной степени было связано с деятельностью ряда горячих точек, которые, как представляется, контролировались Северо-Азиатским “горячим” суперплюмом. Горячие точки определили формирование ряда крупных областей внутриплитной активности в пределах континентального блока, но, кроме того, осуществляли свою активность в прилегающих к континенту океанических бассейнах. На ранних стадиях геологического развития региона суперплюм, по-видимому, контролировал одновременное существование несколько горячих точек. Находящаяся под его влиянием территория охватывала значительные пространства в азиатском секторе Земли. Однако со временем отдельные горячие точки прекращали развитие, и к позднему мезозою общая площадь внутриплитной активности резко сократилась и ограничилась территорией Центральной Азии. Эти данные свидетельствуют о постепенном сокращении подконтрольной Северо-Азиатскому суперплюму территории и, соответственно, о вырождении суперплюма на протяжении фанерозоя. Очевидно, что время отмирания этого суперплюма согласуется с временем, с которого становится заметно влияние “холодного” суперплюма. Что касается времени возникновения Северо-Азиатского суперплюма, то оно, несомненно, относится к докембрию. Возможно, что с периодом его наивысшей активности были связаны центробежные по отношению к плюму литосферные перемещения, которые привели к гренвиллской орогении и формированию суперконтинента Родиния.

Выполненные реконструкции позволяют согласовать представления о существовании “горячей” мантии в основании территории Северной Азии на протяжении большей части фанерозоя с данными об ее современном “холодном” состоянии. Полученные результаты неоднозначны. В одном случае они приводят к выводу о разновременности контрастных термальных состояний и закономерной их смене, которая произошла вследствие возникновения в пределах отмирающего суперплюма нисходящего потока холодного литосферного материала, определившего современное “холодное” состояние мантии региона. Другой вариант предполагает пространственную обособленность “горячего” и “холодного” суперплюмов. Совмещение верхней части первого с основанием второго определялось горизонтальными переме-

щениями глубокого уровня заложения, вызванными скольжениями масс погребенной “холодной” литосферы в воронку “холодного” суперплюма.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 99-05-65645, 99-05-65647).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аглонов С.В.* Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М.: Наука, 1987. 170 с.
2. *Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др.* Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U–Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2000. В печати.
3. *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. и др.* Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на примере Северо-Западной Монголии) // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 231–252.
4. *Гайдук В.В.* Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система // Геотектоника. 1987. № 3. С. 66–76.
5. *Гордиенко И.В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.
6. *Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н.* Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.
7. *Гусев Г.С., Песков А.И.* Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723–738.
8. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–76.
9. *Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.
10. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1994. 300 с.
11. *Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В.* Монголо-Забайкальская щелочногранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.
12. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В.* Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1989. № 3. С. 16–26.
13. *Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.* Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной областью и сопредельными территориями // Физика Земли. 1988. № 7. С. 32–42.
14. *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.
15. *Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др.* Источники магм и изотопная (Sr и Nd) эволю-

- ция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
16. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
  17. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии: U-Pb и Sm-Nd геохронологические и изотопно-геохимические данные // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Тез. XXXII тектонического совещания. М.: ГИН РАН, 1999. С. 306–308.
  18. Козубова Л.А., Мурина Г.А., Рублев А.Г., Шергина Ю.П. Кыджимитский комплекс редкометалльных гранитов и радиологическое обоснование его возраста // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 31–43.
  19. Колодезников И.И. Среднепалеозойский магматизм и рифтогенез востока Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК, 1992. 34 с.
  20. Колодезников И.И., Левашов К.К., Рукович В.Н. Эволюция магматизма среднепалеозойских рифтовых зон Восточной Якутии // Магматизм рифтов. М.: Наука, 1989. С. 90–96.
  21. Кононова В.А., Журавлев Д.З., Яшина Р.М., Первов В.А. Изотопный состав Nd и Sr кайнозойских континентальных базальтов и гетерогенность их источника // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 2. С. 224–227.
  22. Костицин Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П. Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 917–923.
  23. Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 270 с.
  24. Лучицкий И.В. Палеовулканологические реконструкции и некоторые вопросы палеоэнергетики // Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1966. С. 263–281.
  25. Миркина С.Л., Чухонин А.П., Козубова Л.А. Время формирования и последующего преобразования малханского комплекса гранитов Забайкалья по данным свинцового метода // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980. С. 51–57.
  26. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
  27. Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Смирнов В.Н. и др. Сравнительное изучение K-Ar и Rb-Sr возраста гранитоидов Забайкалья и Монголии // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980. С. 14–32.
  28. Покровский Б.Г., Жидков А.Я. Источники вещества ультракалийевых щелочных пород Сыннырского и Южно-Сакунского массивов Забайкалья по изотопным данным // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 195–204.
  29. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 287 с.
  30. Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С. Девонский магматизм Агульского прогиба // Отечественная геология. 1994. № 3. С. 42–48.
  31. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г. Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 3–11.
  32. Уиндли Б.Ф., Го Цзинхуэй, Ли Ини, Чжан Чи. Тектонические единицы и эволюция Китайского Алтая // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7. С. 116–117.
  33. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 440 с.
  34. Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Коваленко В.И., Журавлев Д.З. Изотопная неоднородность источников позднепалеозойского внутриплитного магматизма Центральной Азии (на основе данных по изотопам Sr и Nd базальтов бимодальных ассоциаций) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 129–134.
  35. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое–кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–139.
  36. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
  37. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Азиатское горячее поле мантии – магматизм и динамика развития в позднем палеозое и мезо-кайнозое // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 77–81.
  38. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская–кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
  39. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З. Изотопный состав Sr и Nd основных вулканитов Южно-Хангайской горячей точки Центральной Азии // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 2. С. 230–234.
  40. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.
  41. Burke K.C., Dewey J.F. Plume-generated triple functions – key indicators in applying plate tectonic to old rocks // J. Geol. 1973. V. 81. P. 406–433.
  42. Fukao Y., Maruyama S., Obayashi S., Inoue H. Geological implication of the whole mantle P-wave tomography // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 4–23.
  43. Hoffman A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. № 16. P. 219–229.
  44. Irifune T., Ringwood A.E. Phase relationships in subducted oceanic crust and buoyancy relationships at

- depths of 600–800 km in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 117. P. 101–110.
45. *Lawver A.Z.* The Iceland hotspot tail if the Siberian traps? // *L.P. Zonenshain Mem. Conf. Plate Tecton. Abstr.* Moscow: MSU, 1993. P. 31.
  46. *Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R.* Alkaline Rocks and Carbonatite of the World: part 2. Former USSR. London, Glasgow, Weinheim, New York, Tokyo, Melbourne, Magras: Chapman a Hall, 1995. 226 p.
  47. *Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Bogatkov O.A.* Magmatism, Geodynamics and metallogeny of Central Asia. Moscow: Mico, 1995. P. 272.
  48. *Maruyama S.* Plume tectonics // *Journ. Geol. Soc. Japan.* 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.
  49. *Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M.* Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc.* 1997. V. 6. P. 121–142.
  50. *Scotese C.R.* Continental Drift: The PALEOMAP Project. 1994. 80 p.
  51. *Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V.* Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. P. 365–381.
  52. *Turrer S.P., Arnaud R., Liu R. et al.* Volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the course of ocean island basalts // *J. Petrology.* 1996. V. 37. № 1. P. 45–71.
  53. *Van der Hilst R.D., Widiantoro S., Engdahl E.R.* Evidence for deep mantle circulation from global tomography // *Nature.* 1997. V. 386. № 10. P. 578–584.
  54. *Wang Shiguang, Han Baofu.* Geochemistry and tectonic significance of alkali granites along Ulungur River, Xinjiang // *Scientia Geologica Sinica.* 1994. V. 29. № 4. P. 373–383.
  55. *Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.
  56. *Zolotuchin V.V., Ponomarchuk V.A., Travin A.V. et al.* Evolution of Permian-Triassic magmatism at the north Siberian platform according to  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data // *Геодинамика и эволюция Земли.* Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 104.
  57. *Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Yu.* Hot-field tectonics // *Tectonophysics.* 1991. V. 199. P. 165–192.

Рецензент: В.Е. Хаин

## North Asia Superplume Activity in the Phanerozoic: Magmatism and Geodynamics

V. V. Yarmoluk<sup>1</sup>, V. I. Kovalenko<sup>1</sup>, and M. I. Kuzmin<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow 109017 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Geochemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Favorskogo 1-a, Irkutsk 664033 Russia*

During the Phanerozoic, the Siberian Platform and its orogenic surroundings developed under the influence of various processes, including magmatic ones. This resulted in the formation of the following intraplate magmatic provinces: the Early–Middle Paleozoic Altai–Sayan and Vilyui provinces, the Late Paleozoic–Early Mesozoic Barguzin–Vitim and Siberian trapp provinces of the West Siberian and Central Asia rift systems, and the Late Mesozoic–Cenozoic intraplate province of Central and East Asia. The evolution of these provinces was controlled by individual mantle plumes, whose activities, in turn, were controlled by the North Asia superplume. The size of the territory corresponding to the projection of the latter diminished with time, as did the size of magmatic activity, this being evidence in support of the superplume degeneration. The sources of the superplume magmatic activity were the EM-II enriched mantle, the PREMA moderately depleted mantle, and the EM-I enriched mantle, which successively replaced one another during the evolution history of the superplume. The succession of these sources agrees with the degradation of the superplume activity and is believed to have been caused by the deepening of the mantle plume generation from the depth of a boundary between the upper and the lower mantle (EM-II source) into the lower mantle (PREMA source), and then to a depth of the lower mantle base (EM-I source).

Two models are proposed for fitting the data on the existence of a hot superplume at the base of North Asia to the results of seismic tomography, which suggest that the modern mantle structure of the region is dominated by a high-velocity cold mantle. One model admits that the contrasting thermal states existed in different periods of time and succeeded one another as a descending flow of a cold lithospheric material reached the degenerating superplume, with this flow being responsible for the modern cold state of the mantle under the region concerned. The second model assumes that the hot and cold superplumes existed in spatially isolated regions and that the top of the former was brought in contact with the base of the latter as a result of movement along a deep horizontal fault.

УДК 551.242.055(470.2)

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И МАГМАТИЗМ БЕЛОМОРСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

© 2000 г. А. С. Балувев, В. М. Моралев, М. З. Глуховский, Е. С. Пржиялговский, Е. Н. Терехов

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22*

Поступила в редакцию 02.06.99 г.

Беломорская рифтовая система, включающая Онежско-Кандалакшский и Керещко-Лешуконский палеорифты, заложилась в среднем рифее, пережила активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. В строении Онежско-Кандалакшского палеорифта отмечаются некоторые особенности, присущие современным (кайнозойским) континентальным рифтам: наличие сегментов, каждый из которых представляет собой полуграбен с переменной полярностью, разделенных междупадинными перемычками, игравшими в свое время роль зон аккомодации; асимметричное положение выступа мантии и др. Корреляция событий внутриплитного тектогенеза и магматизма с движениями литосферной плиты Восточно-Европейской платформы и ее взаимодействием с другими плитами позволяет заключить, что Беломорская рифтовая система заложилась в результате возникновения напряжений горизонтального растяжения литосферы при повороте плиты против часовой стрелки в ходе резкого изменения направления дрейфа. Рифтогенез в этих условиях мог развиваться по модели “простого сдвига”, т.е. “пассивного” рифтинга. Регенерация рифейских рифтов Беломорской системы в среднем палеозое связана с процессом локального растяжения в тылу области горизонтального сжатия литосферной плиты Восточно-Европейской платформы после столкновения последней с Северо-Американской плитой. В обоих случаях рифтогенез и связанный с ним магматизм происходили в периоды, когда плита Восточно-Европейской платформы в ходе дрейфа пересекала экваториальный “горячий пояс” Земли, поэтому значительно увеличивалась вероятность прохождения растягивающегося края плиты над горячей точкой (плюмом) и проявления глубинного магматизма. Внутриплитный магматизм контролировался разрывными дислокациями, возникшими в зонах динамического влияния рифтовых структур Беломорской системы как крупнейших сдвига-раздвигов. Эти зоны включали в себя линейные деструктивные поля, к которым приурочены щелочные дайки и трубки взрыва, и области концентрических деформаций вокруг окончания рифтов, с которыми связано формирование сложных массивов щелочно-ультраосновной формации. Становление современного бассейна Белого моря в среднем голоцене предопределилось рифейско-палеозойской эволюцией литосферы Беломорской рифтовой системы.

**Введение.** Изучение геологического строения и эволюции палеорифтовой системы Беломорского бассейна предпринято с целью разработки более совершенной модели формирования и эволюции литосферы пассивной континентальной окраины севера Восточно-Европейской платформы. Актуальность проблемы совершенствования представлений об эволюции осадочных бассейнов, структуры и магматизма этого региона определяется как его значимостью для России, так и тем, что вопросы эволюции геодинамических обстановок пассивных континентальных окраин разработаны в мировой геологической литературе несоизмеримо слабее, чем активных окраин континентов. В последние годы появились данные, на основании которых стало возможным решать эти проблемы на новом уровне. В первую очередь, это появление в печати целого ряда работ, посвященных тектоническим моделям глубинного строения земной коры Восточно-Европейской платформы, основанным на результатах ГСЗ-МОВЗ и ГСЗ-МОВ в комплексе с данными глубокого бурения, что позволило с большей де-

тальностью выявить структуру чехла и фундамента платформы [8, 21, 22 и др.]. Эти материалы с достаточной убедительностью свидетельствуют о значительной, может быть, ведущей роли процессов рифтогенеза во внутриплитных областях, включающих пассивную окраину континента [27]. Во-вторых, палеогеодинамические реконструкции, основанные на результатах палеомагнитных исследований и данных абсолютной геохронологии, позволяют провести корреляцию событий внутриплитного тектогенеза и магматизма, в том числе и рифтогенеза, с характером движений континентальных плит и их взаимодействия с другими плитами [28, 41–43 и др.]. Кроме того, новые факты, полученные в последние годы по строению, тектонике, магматизму и эволюции современных (кайнозойских) рифтовых систем (зон) [15, 16, 18 и др.], дают возможность экстраполировать их на палеорифтовые структуры (авлакогены), погребенные под мощным осадочным чехлом.

Идея о существовании в пределах юго-восточного обрамления Балтийского щита прогибов

фундамента была впервые выдвинута Л.Я. Харитоновым в 1955 г. [36]. Согласно его выводам, Кандалакшско-Онежская синклиналичная структура выделялась на основе анализа и сопоставления мощностей терригенных рифейских отложений Кандалакшского залива и Онежского полуострова Белого моря с особенностями структуры Балтийского щита. При этом отмечалось ярко выраженное северо-западное простирание и пологое падение крыльев прогиба, не превышающее  $10^\circ$ . По данным стратиграфического анализа, возраст образования структуры оценивался в интервале от позднего протерозоя до позднего девона. Опираясь на интерпретацию материалов аэромагнитной съемки, Р.А. Гафаров (1963 г.) [9] охарактеризовал прогиб как Онего-Кандалакшскую синклинали. В работах В.Н. Зандера [13, 14] эта структура представлялась в несколько иных очертаниях как Кандалакшский грабен (авлакоген). Уточнение контуров производилось им по данным геофизических исследований, прежде всего аэромагнитных съемок. Глубина залегания фундамента при этом была оценена в 3 км. Отмечалась также унаследованность простирания и приуроченность основных структурных элементов к зонам глубинных разломов дорифейского заложения.

В результате анализа данных бурения аэромагнитной и гравиметрической съемок А.А. Константиновским были уточнены параметры структуры, подчеркнуто сегментированное строение Онежско-Кандалакшского грабена и выделены три впадины: Онежская, Центральная и Кандалакшская [20]. Уточнение данных о морфологии разрывных нарушений, стратиграфии и магматизме региона позволило ему сделать вывод о рифтовой природе грабена и о возможности сопоставления глубинного магматизма палеорифта с таковым современных рифтовых зон, хотя при этом отмечалась оторванность времени внедрения магм от эпохи формирования грабена.

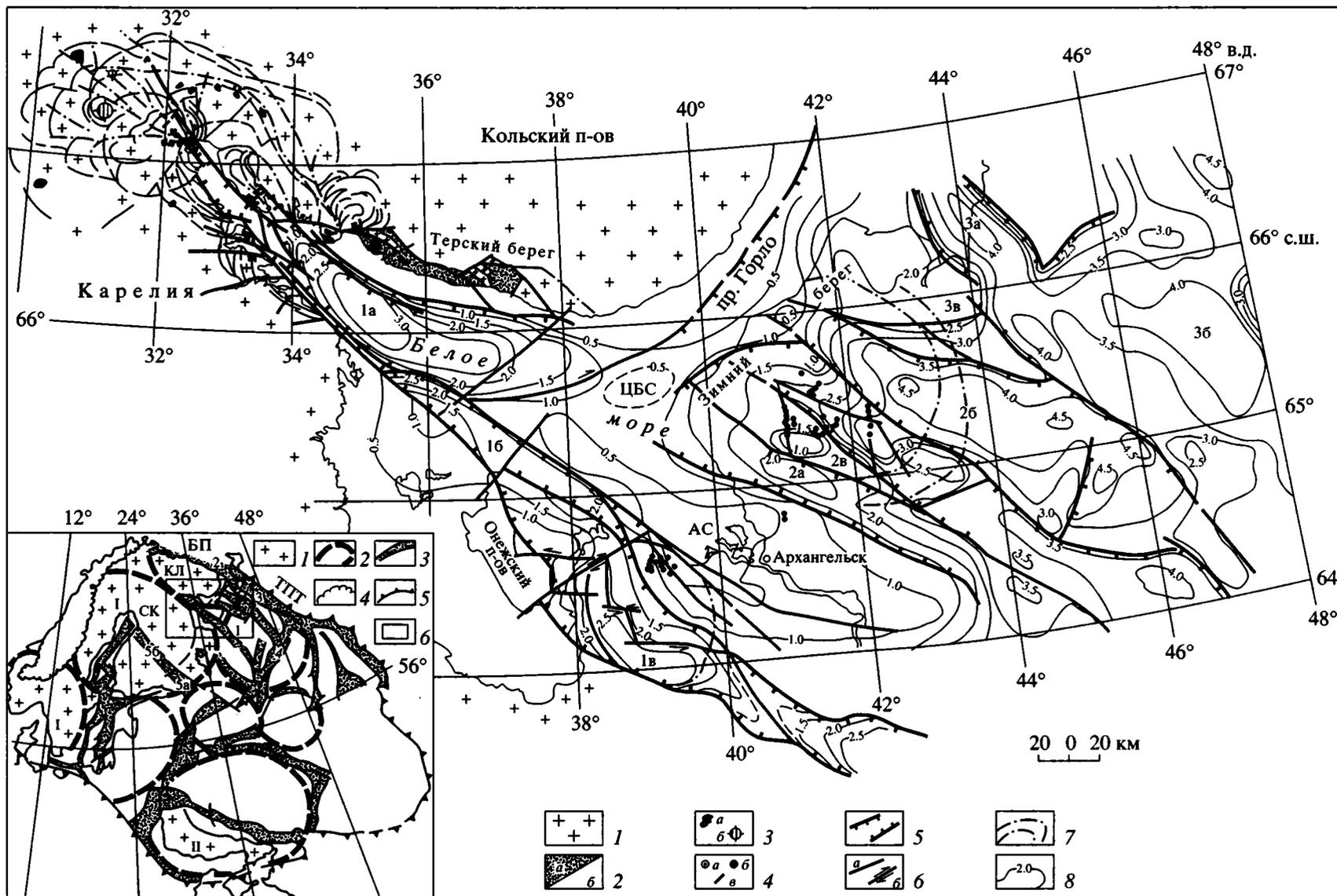
Р.Н. Валеев [6] рассматривает эту структуру как Кандалакшско-Двинский авлакоген, расчлененный на ряд сегментов (Северо-Кандалакшский, Кандалакшский, Яренгский, Северо-Двинский и Нижнетойменский) системой поперечных сдвигов, устанавливаемых по плановым смещениям магнитных аномалий, отвечающим вторичным деформациям магнитных тел. Образование Кандалакшского залива рассматривается им как фаза возрождения рифейского грабена в новейшее время. Наряду с Кандалакшско-Двинским, Р.Н. Валеев описывает и Керещко-Лешуконский авлакоген, отделенный от первого Архангельским горстом. В его пределах выделены Керещкий, Полтинский, Лешуконский и Усть-Вачергинский сегменты.

Такое понятие, как система Беломорского рифта, или Беломорская рифтовая система (наряду с Баренцевоморской), было введено в 1992 г. М.И. Добрыниной [11], куда она включила Кан-

далакшский грабен в акватории Белого моря, Онего-Двинский и Керещко-Лешуконский авлакогены на русской плите. По ее мнению, здесь имеет место раздвоение Кандалакшской ветви палеорифта при "обтекании" ею Архангельского поднятия. Комплексный анализ геофизических полей региона, различных сейсмических исследований и данных глубокого бурения, проведенный в работе, использовался для выяснения роли рифтогенеза в образовании описываемой структуры. При сопоставлении рифейских рифтовых зон с современными отмечалось отсутствие под первыми выступа аномальной мантии, выраженного обычно на глубинных сейсмических разрезах и в физических полях современных рифтов. Это объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени [11].

Полученные в последние годы новые данные по глубинному строению земной коры и магматизму севера Восточно-Европейской платформы, палеогеодинамические реконструкции и материалы исследований структурных особенностей и магматизма Беломорья позволяют нам дополнить существующие представления о тектоническом строении и геодинамической эволюции Беломорской рифтовой системы и связанного с ней магматизма, что и является предметом обсуждения в данной статье.

**Строение Беломорской рифтовой системы.** Согласно [11], на севере российской части Восточно-Европейской платформы выделяются две крупные системы рифейских палеорифтов: Беломорская, пересекающая своим северо-западным концом восточную часть Балтийского щита, и Баренцевоморская, обрамляющая последний с севера и северо-востока и отделяющая его от Баренцевоморской плиты [31]. Обе палеорифтовые системы заложены вдоль дорифейских разломов северо-западного простирания, ограничивающих Кольский полуостров с юга и севера (рис. 1). В юго-восточном направлении рифтовые структуры погружаются под чехол Мезенской синеклизы, где их фундамент испытывает максимальное опускание (до 4,5 км). Эти структуры континентально-рифтогенеза формировались в течение среднего и позднего рифея, а затем претерпели активизацию в среднем палеозое и, вероятно, в кайнозое, когда образовались современные бассейны Белого моря и шельфовая часть Баренцева моря. Среднепалеозойская активизация палеорифтовых структур проявилась во внутриплитном магматизме, представленном роями щелочных даек и трубок взрыва, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы. В данном случае проявления девонского магматизма являются едва ли не единственным признаком среднепалеозойской активизации рифейских рифтов.



**Рис. 1.** Структурная схема Беломорской рифтовой системы.

1 – Балтийский щит; 2 – платформенный чехол: *a* – обнаженные осадки среднего рифея на щите, *b* – плитная часть; 3 – массивы щелочно-ультраосновного состава среднепалеозойского возраста: *a* – обнаженные, *b* – не выходящие на поверхность; 4 – трубки взрыва кимберлитов (*a*), щелочных базальтов и мелилититов (*b*) и дайки щелочного состава (*в*); 5 – основные сбросы рифтовых грабенов; 6 – прочие разломы (*a*), в том числе сдвиги (*b*); 7 – дуговые и кольцевые разломы (по материалам дистанционного зондирования); 8 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента. Буквы и цифры на рис.: своды: АС – Архангельский, ЦБС – Центральнобеломорский; грабены Онежско-Кандалакшского палеорифта: 1а – Кандалакшский, 1б – Центральный, 1в – Онежский, 1г – Колвицкий; грабены Керещко-Лешуковского палеорифта: 2а – Керещкий, 2б – Лешуковский; 2в – Золотицкое поднятие; грабены Баренцевоморско-палеорифта: 3а – Мезенский, 3б – Сафоновский; 3в – Мезенская межрифтовая зона.

**Врезка.** Структурная схема фундамента Восточно-Европейской платформы

1 – докембрийские щиты: I – Балтийский, II – Украинский; 2 – контуры сиалических ядер (нуклеаров) фундамента: СК – Сфекофенно-Карельского, КЛ – Кольско-Лапландского; 3 – палеорифтовые системы: 1 – Беломорская, 2 – Баренцевоморская, 3 – Тиманская, 4 – Среднерусская, 5а – Ладожская, 5б – Ладожско-Ботническая зона; 4 – контур норвежских каледонид; 5 – граница платформы; 6 – контур структурной схемы Беломорской рифтовой системы – рис. 1. БП – Баренцевоморская плита; ТПТ – Тимано-Печорский террейн.

Правда, некоторые исследователи [38] считают, что щелочно-ультраосновной и щелочной магматизм связан здесь с системой разломов или рифтовых зон северо-восточного простирания, имеющих тройное сочленение и пересекающихся вкрест простирания рифейских рифтовых зон.

В состав Беломорской рифтовой системы, протяженность которой достигает 900 км [11], входят Онежско-Кандалакшский и Керещко-Лешуковский палеорифты. Первый из них делится на три основных сегмента (рис. 1): Кандалакшский грабен в акватории Белого моря, Центральный и Онежский (Юго-Восточный) грабены [20]. Протяженность Кандалакшского грабена 240–250 км при ширине 80 км и глубине погружения фундамента до 3 км. В центральном грабене эти параметры равны соответственно 190, 60 и 2.5 км, а в Онежском – 250, 60 и 2.5 км.

Несмотря на то, что в настоящее время сохранилась лишь нижняя часть рифта (верхняя его часть вместе с “плечами” срезана эрозией), по некоторым признакам можно реконструировать определенные особенности строения Онежско-Кандалакшского палеорифта, отмечаемые в современных (кайнозойских) континентальных рифтовых зонах, таких, как Байкальская или Восточно-Африканская [15, 18]. Судя по рельефу фундамента (рис. 1), каждый из сегментов Онежско-Кандалакшского палеорифта представляет собой полуграбен с переменной полярностью, где главный граничный сброс имеет вогнутую форму. В Кандалакшском сегменте юго-западный крутой борт рифтовой впадины является главным граничным сбросом, а северо-восточный его борт более пологий. Последним обстоятельством объясняется сохранение на терском берегу Кольского полуострова рифейских терригенных образований (терская и турьинская свиты), выполняющих рифт, с проявлениями рифейского и среднепалеозойского магматизма. В Центральном сегменте главный граничный сброс ограничивает полуграбен с северо-востока, а в Онежском сегменте – с юго-запада. Центральную и Онежскую рифто-

генные впадины разделяет перемычка в виде колленообразного уступа с признаками правостороннего сдвига [20]. Кандалакшский и Центральный грабены имеют кулисообразное сочленение с разделяющей их узкой косой перемычкой субширотного простирания. Эти междувападинные перемычки играли в свое время, видимо, роль зон аккомодации, т.е. зон приспособления и переноса растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой [15]. Таким образом, главный граничный сброс рифта в зонах аккомодации “перескакивает” с одного его борта на другой так же, как это отмечается в рифтогенных грабенах Восточно-Африканской рифтовой зоны. Все впадины Онежско-Кандалакшского палеорифта выполнены терригенными осадками среднего и верхнего рифея, причем в разрезе рифея Онежского грабена на глубине ниже 620 м присутствуют покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород [20].

Кроме вышеописанных грабенов, на северо-западном окончании кандалакшской впадины можно выделить еще один относительно небольшой сегмент рифтовой структуры протяженностью около 80 км – Колвицкий, отделенный от основного грабена косой междувападинной перемычкой, выраженной подводной грядой кристаллического фундамента, выступающего местами над водной поверхностью. Этот сегмент представляет собой крайнюю мелководную (до 70 м) северо-западную часть Кандалакшского залива с многочисленными островками, сложенными породами кристаллического фундамента. Очевидно, что этот грабен Кандалакшского залива сформировался уже значительно позже основного рифта, вероятно в конце кайнозоя, в результате интенсивных дифференцированных тектонических движений в этой части Балтийского щита в поздне-последледниковый период [1]. Сейсмические события, зафиксированные по берегам Кандалакшского залива, скорее всего, связаны именно с этими дифференцированными движениями, хотя современный рифт Кандалакшского залива явно наследует зону глубинного разлома, зародив-

шегося на окончании рифейского рифта. Об активизации рифтовой зоны в среднем палеозое свидетельствует пространственная приуроченность проявлений среднепалеозойского магматизма к этой структуре.

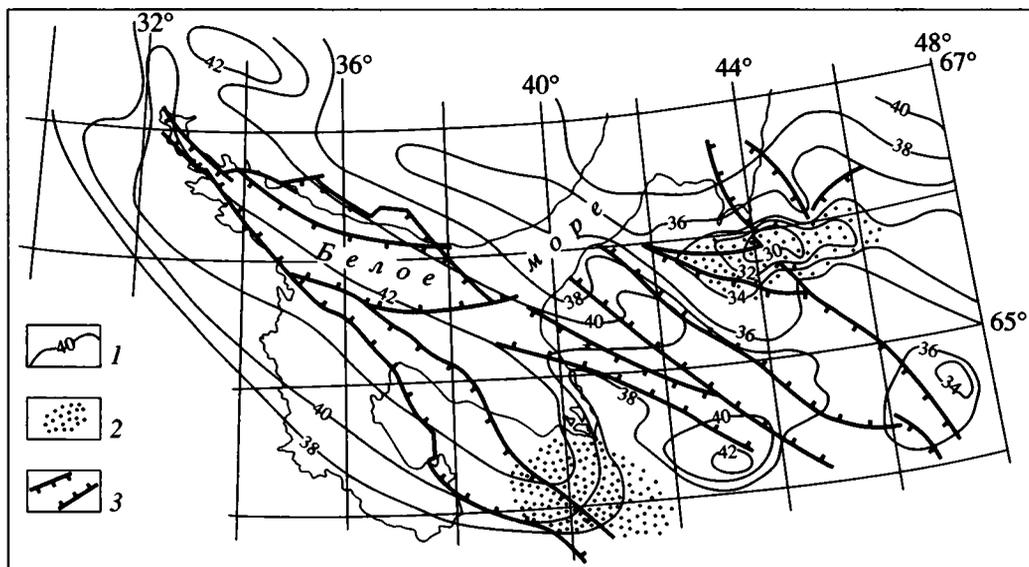
Керецко-Лешуконский авлакоген расположен к северо-востоку от Онежского грабена и отделен от Онежско-Кандалакшского палеорифта Архангельским сводовым поднятием фундамента шириной около 100 км. Он разбит системой глубинных разломов северо-западного простирания на ряд более мелких структурных форм, среди которых основными являются Керецкий грабен, Золотицкое поднятие и Лешуконская (Товская) впадина. В Керецком грабене фундамент погружается от 2 км на северо-западе до 3.5 км на юго-востоке, а мощность толщи осадочных пород рифея здесь оценивается в 1.5–2 км [11]. Керецкий грабен является как бы продолжением Кандалакшского грабена в юго-восточном направлении, однако их разделяет достаточно обширное (60–70 км) поднятие фундамента (до отметки менее 1 км), фиксируемое в центральной части Белого моря методом непрерывного сейсмо-акустического профилирования. Рифейский терригенный комплекс, который уверенно определяется на сейсмограммах по характеру “слоистой” записи в пределах Кандалакшского грабена, полностью отсутствует на его юго-восточном продолжении [33]. Это поднятие фундамента (которое можно обозначить как Центральноебеломорское) отчетливо проявлено и в рельефе морского дна как положительная морфоструктура. Таким образом, предположение о продолжении Кандалакшского грабена в сторону Керецкого [11] можно считать необоснованным.

Лешуконский палеорифт состоит из двух грабенов, разделенных поперечной приразломной перемычкой. Глубина залегания фундамента в юго-западном грабене, примыкающем к Золотицкому поднятию, достигает 3.5 км, а в более крупном северо-восточном – 4.5 км. К северо-западу фундамент Керецко-Лешуконской рифтовой зоны воздымается до глубин 0.5–1 км, формируя сложно построенную структуру, которую можно назвать Зимнебережной блоковой зоной. Эта зона в северо-западной части состоит из двух горстов, разделенных выклинивающимися к северо-западу грабенами; в свою очередь более южный из горстов – Золотицкий – выклинивается к юго-востоку. К северо-востоку от Лешуконского рифта, отделяясь от него крупным продольным сбросом, простирается Мезенская межрифтовая зона, состоящая из двух кулисообразно расположенных поднятий. Последние отделяют от Лешуконской впадины узкий, но глубокий (до 4 км) Усть-Мезенский (Мезенский) грабен, относимый [11] уже к Баренцевоморской рифтовой системе, который к юго-востоку переходит в Сафоновскую рифтогенную впадину. Таким образом, в

пределах Мезенской синеклизы происходит смыкание Беломорской и Баренцевоморской рифтовых систем, рифтогенные грабены которых имеют северо-западное простирание и фактически представляют собой систему субпараллельных трогов, единую с Тиманской рифтовой системой. Наибольшую часть разреза (до 3.0–3.5 км) рифтовой системы слагают терригенные отложения рифея и перекрывающие их толщи нижнего, реже среднего палеозоя. Со структурным несогласием на них залегают карбонатные породы карбона и ранней перми и терригенные осадки верхней перми-кайнозоя общей мощностью менее 1.5 км [22].

В рельефе поверхности Мохо (рис. 2) Онежско-Кандалакшский палеорифт практически не выражен: граница Мохо под ним располагается на глубине 42.5 км. Однако к северо-востоку она довольно резко (на расстоянии 50 км) воздымается до глубины 36–37 км [5]. Такая асимметрия мантийного выступа относительно оси рифта характерна и для кайнозойских рифтов с пологим сквозьлитосферным разломом [18]. Под Керецким грабеном граница Мохо располагается на глубине 40 км, но к северо-востоку она воздымается: под Лешуконским грабеном мощность коры достигает 34 км, а под Мезенским, в районе Мезенского гравитационного максимума – 30 км [22]. Таким образом, под Керецко-Лешуконским и Мезенским палеорифтами фиксируется мантийный выступ, который, по сути, является юго-восточным продолжением выступа мантии под Кольским геоблоком Балтийского щита.

**Формирование и эволюция Беломорской рифтовой системы.** Ранее уже отмечалось [30], что системы палеорифтов Восточно-Европейской платформы контролируются наиболее крупными структурными неоднородностями фундамента – архейскими сиалическими ядрами, или нуклеарами, заложившимися на начальных стадиях формирования континентальной коры и в значительной мере определившими эволюцию платформ и позднее, на авлакогенной и плитной стадиях. Предполагается, что наиболее активный рост нуклеаров в раннем докембрии происходил в пределах экваториального ( $\pm 35^\circ$ ) “горячего пояса” Земли [10]. Влияние последнего на внутриплитные процессы, и в основном на проявления магматизма, сказывалось и позднее, в рифейско-палеозойское время, в периоды дрейфа плиты Восточно-Европейской платформы в пределах “горячего пояса”. Практически все известные палеорифты приурочены либо к межнуклеарным зонам, либо к системам радиальных разломов, рассекающих нуклеары (см. врезку рис. 1). Эти элементы, возникшие как компоненты структурных парагенезисов завершающих стадий формирования нуклеаров, видимо, оставались наиболее ослабленными и подвижными зонами и позднее, после аккреции нуклеаров и образования континентальной массы литосферной плиты в процессе перемещения по-



**Рис. 2.** Схема рельефа поверхности раздела Мохо в пределах Беломорской рифтовой системы (составлена с использованием работ [5, 22]).

1 – изолинии глубины поверхности Мохо, в км; 2 – области разуплотненной верхней мантии ( $V_r = 7.8$  км/с); 3 – контуры рифтогенных грабенов.

следней. Очевидно, развитие рифтогенеза и внутриплитного магматизма тесно связано с эволюцией геодинамических условий и историей дрейфа Восточно-Европейской платформы в рифей-палеозойское время.

Палеомагнитные реконструкции показывают [28, 41], что континентальный рифтогенез и связанный с ним магматизм на Восточно-Европейской платформе в среднерифейское время проявился после того, как литосферная плита кратона в процессе перемещения пересекла палеоэкватор с севера на юг и, изменив направление дрейфа с юга на север, испытала при этом поворот против часовой стрелки (рис. 3). Вследствие этого разворота в северо-восточном сегменте плиты (в современных румбах) возникли напряжения горизонтального растяжения, в силу чего здесь, на стыке Свекофенно-Карельского и Кольско-Лапландского нуклеаров, начался процесс рифтогенеза и заложился Онежско-Кандалакшский рифт, а параллельно ему начали раскрываться Керецко-Лешуконский и Мезенский рифты. Рифтогенный вулканизм в это время проявился в образовании покровов базальтов, силлов долеритов и прослоев вулканокластических пород лишь в Онежском грабене, под юго-восточной частью которого отмечена область пониженных скоростей (7.7–7.8 км/с) сейсмических волн в верхней мантии [5]. Кроме того, на северо-восточном плече Кандалакшского рифта зафиксированы дайки лампроитов северо-западного простирания с крутым падением в сторону оси рифта, имеющие возраст 1080–1200 млн. лет [12]. Предполагается также [22], что Мезенский гравитационный макси-

мум обусловлен телом базитов мощностью 5–7 км, внедрившимся во время рифейского рифтогенеза в верхнюю часть коры в месте сочленения Лешуконского и Мезенского рифтогенных грабенов. Под этой областью тоже фиксируется выступ разуплотненной мантии.

Исходя из особенностей строения Онежско-Кандалакшского рифта, отмеченных выше, можно предположить, что рифтогенез в условиях горизонтального растяжения развивался по модели “простого сдвига”, предполагающей разделение литосферных плит или крупных блоков земной коры пологим сквозьлитосферным разломом [18, 44]. Плоскость срыва этого разлома выходит на поверхность в виде главного граничного сброса Кандалакшского грабена и выполаживается под Кольским геоблоком на уровне скорее всего подошвы коры (рис. 4, А). Отодвигание верхнего Кольского геоблока по плоскости этого разлома компенсировалось изгибом нижнего блока и образованием мантийного выступа, смещенного от оси рифта в сторону Кольского геоблока. Впоследствии во время среднепалеозойской активизации рифтовой зоны асимметричное положение мантийного выступа определило внедрение основных объемов глубинных щелочных магм в девоне вдоль северо-восточного (Кольского) борта Кандалакшского рифта.

Следует особо отметить, что, если к юго-востоку все вышеописанные палеорифтовые зоны имеют продолжение вплоть до Среднерусской палеорифтовой системы, то к северо-западу Керецкий и Лешуконский грабены торцово-ограничены высоко поднятой ступенью фундамента, прилега-

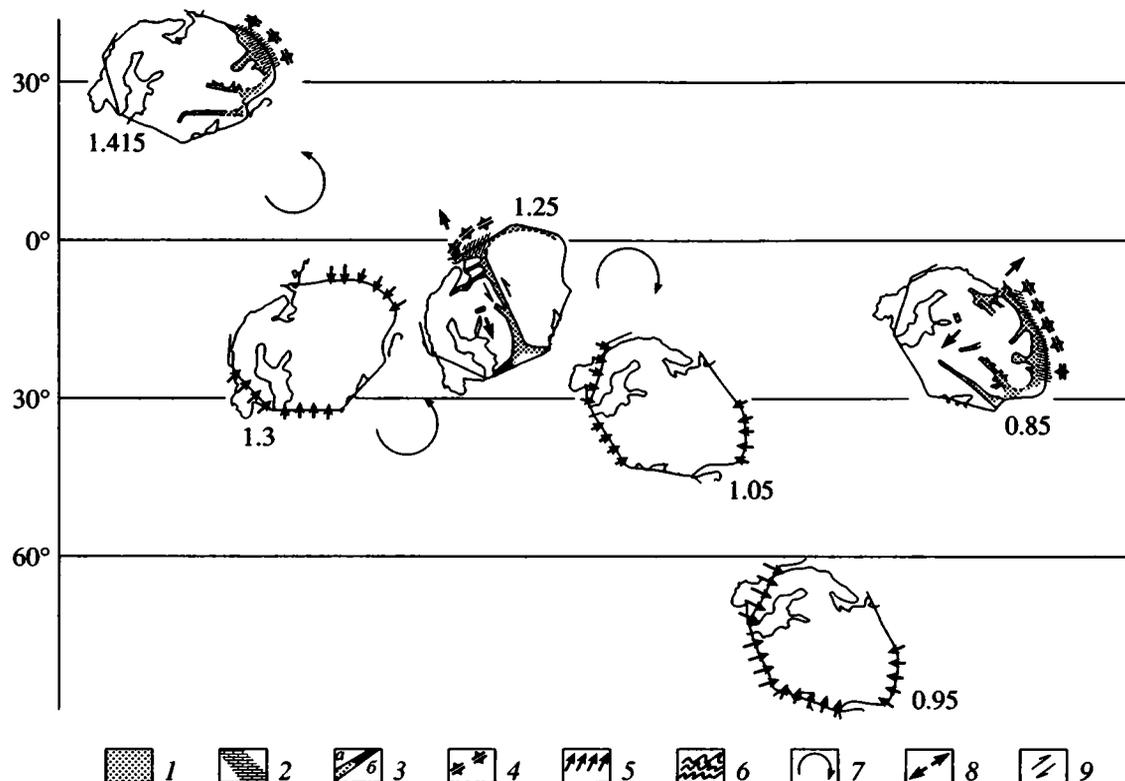


Рис. 3. Палеогеодинамические реконструкции средне-позднепериферической истории Восточно-Европейского кратона (составлены с использованием работ [28, 41]).

1 – осадочные бассейны; 2 – карбонатные образования пассивных окраин; 3 – континентальные рифты: а – с терригенным осадконакоплением, б – с проявлением магматизма; 4 – оси спрединга; 5 – орогенетические пояса; 6 – зона коллизии; 7 – направление вращения литосферной плиты во время дрейфа; 8 – векторы региональных полей горизонтальных напряжений; 9 – элементы сдвига. Цифры обозначают геологическое время в млрд. лет.

ющей к Кольскому блоку щита под акваторией пролива Горло, в то время как Онежско-Кандалакшская и Мезенская рифтовые зоны обрамляют этот блок с северо-запада и юго-востока. Торцовый характер сочленения Керецко-Лешуконского палеорифта позволяет предполагать на месте ступени фундамента существование системы разломов северо-восточного простирания, наследующей периферийную зону Кольско-Лапландского нуклеара и играющей роль сбросо-сдвига, вдоль которого с одной стороны происходил раздвиг Зимнебережного блока земной коры, а с другой – отодвигание Кольского блока по положому сквозьлитосферному разлому с раскрытием Кандалакшского грабена.

В позднем рифее континентальный рифтогенез на Восточно-Европейской платформе возобновлялся уже в значительно меньшей степени. В начале позднего рифея плита кратона перемещается в южные палеошироты, выходя за пределы “горячего пояса” (рис. 3), но 0.95 млрд. лет назад она опять меняет направление движения в сторону палеоэкватора и в этот момент вновь испытывает вращение против часовой стрелки, что вызвало новое растяжение в северо-восточном сег-

менте Восточно-Европейской платформы. В этих условиях продолжалось развитие беломорской рифтовой системы, а также рифтогенеза в области Тиманского и Уральского перикратонных прогибов. Магматизм (980–1000 млн. лет) проявляется в Мурманском блоке, сосредоточиваясь вблизи осевой зоны Баренцевоморского рифта в виде даек и силлов долеритов, принадлежащих по геохимическим параметрам к нормальной толеит-базальтовой серии и связанных по времени образования со зрелой стадией рифтогенеза [11].

К началу палеозоя горизонтальное растяжение северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы сменилось на сжатие, в результате чего процессы рифтогенеза в пределах Беломорской рифтовой системы угасли, а вся территория испытала воздымание. Причиной тому послужили коллизионные события, произошедшие вдоль северо-восточной (в современных румбах) окраины плиты кратона, в результате приращения к ней в позднем венде–раннем кембрии Тимано-Печорского террейна [31].

Палеомагнитные реконструкции показывают (рис. 5), что в раннем палеозое, с кембрия до девона, Восточно-Европейская платформа дрейфовала

да в южном полушарии по направлению к экватору [42, 43]. В то время происходило раскрытие океана между Сибирской плитой и Восточно-Европейской платформой, наиболее достоверно устанавливаемое для ордовика. На протяжении всего этого периода, начиная с конца кембрия, на Восточно-Европейской платформе практически не проявлялись рифтогенез и внутриплитный магматизм. Однако на рубеже силура и девона (около 400 млн. лет) скандинавская окраина становится ареной столкновения Восточно-Европейской плиты с Северо-Американской: возник каледонский надвиговый фронт и образовался единый континент Евроамерика. В результате коллизионного события литосферная плита Восточно-Европейского кратона, уже в составе Евроамериканского континента, испытала вращение по часовой стрелке [41, 42] и интенсивное сжатие со стороны надвигового фронта, что в среднем-позднем девоне привело к регенерации заложенных в рифее рифтовых зон и развитию внутриплитного магматизма. Все эти события происходили во время пересечения литосферными плитами экваториального "горячего пояса" Земли. При столкновении континентальных плит произошло погружение края плиты Восточно-Европейской платформы под гигантскую шарьяжную пластину каледонид с синхронным опусканием обширной тыловой области. Между двумя областями опускания возникло волнообразное поднятие с зонами локального растяжения: аркогенный изгиб кратонной плиты перед фронтом обдукционной пластины создал условия для активизации магмогенерации в подкоровых декомпрессионных зонах, что привело к появлению пояса сложных магматических комплексов с широким диапазоном составов породных серий – от перидотитов, кимберлитов и карбонатитов до нефелиновых сиенитов и субщелочных гранитов (Карело-Кольская провинция щелочного магматизма) [7].

В позднем девоне в тылу аркогенного изгиба территории Балтийского щита активизировались рифейские рифты Беломорской системы, Тиманский и Ладожский палеорифты, ориентированные субперпендикулярно к зоне изгиба литосферы. Активизация процессов рифтогенеза выразилась в обновлении разрывных дислокаций и интенсивном проявлении внутриплитного магматизма в различных его формах. Структуры формировались в условиях локального растяжения на фоне регионального сжатия литосферы как крупнейшие сдвиги, что привело к созданию определенных структурных парагенезисов. Последние являются зонами динамического влияния при развитии разрывных структур и включают в себя линейные деструктивные поля на крыльях разрыва, образовавшиеся уже на начальной стадии его роста. Вокруг же вершин линейных разрывов возникали области концентрации напряжений и

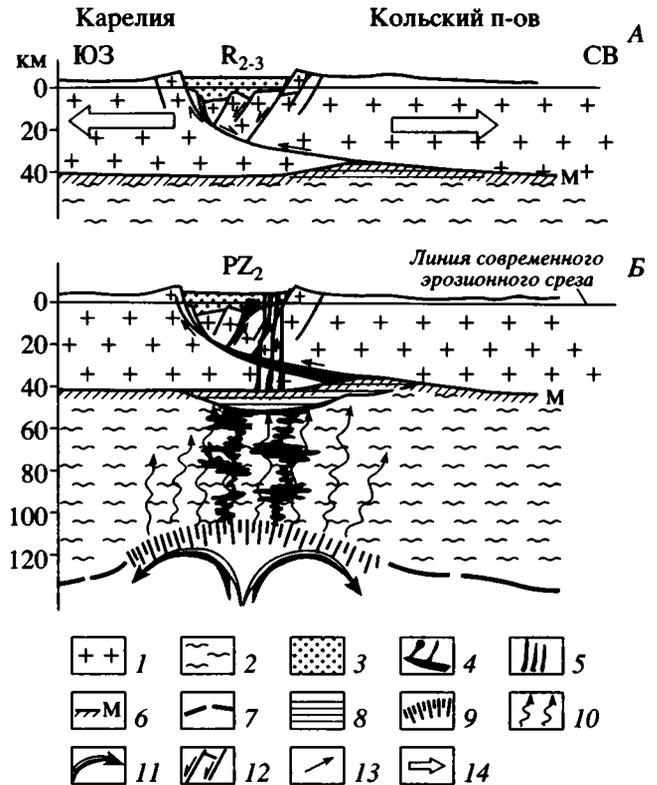


Рис. 4. Принципиальная схема развития Онежско-Кандалакшского палеорифта в среднем рифее (А) и в среднем палеозое (Б).

1 – континентальная кора; 2 – мантийная литосфера; 3 – осадочное выполнение рифтогенного грабена; 4 – подводящие каналы, массивы и дайки щелочно-ультраосновных пород; 5 – трубки взрыва; 6 – граница Мохо; 7 – подошва литосферы; 8 – область частичного плавления в мантии; 9 – область плюм-литосферного взаимодействия; 10 – термофлюидальный поток над мантийным плюмом; 11 – растекание вещества плюма под литосферой; 12 – сбросы и направления относительного перемещения блоков; 13 – направленные движения магмы; 14 – векторы поля растяжения земной коры.

деформации, имевшие форму, близкую к кольцевой. При возрастании длины разрыва области концентрации напряжений смещались вместе с его вершиной [23]. Такие структуры в виде системы дугообразных и кольцевых разломов выявлялись по материалам дистанционного зондирования на северо-западном окончании Онежско-Кандалакшского палеорифта [4, 30] (рис. 1). Именно к этим разломам приурочено большинство щелочных интрузий и трубок взрыва среднепалеозойского возраста. Унаследованность древнего тектонического рисунка Кандалакшской кольцевой структуры на окончании рифейского грабена привела к тому, что по обновленным в девоне тектоническим ограничениям этой структуры происходила разгрузка напряжений, связанных с активизацией рифта, и, как следствие, по перифе-

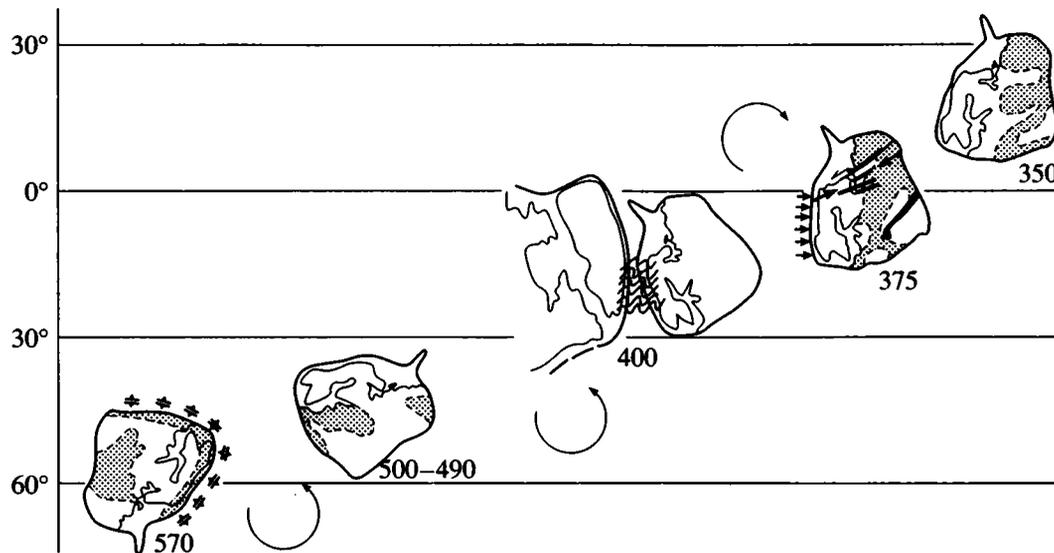


Рис. 5. Палеогеодинамические реконструкции ранне-среднепалеозойской истории Восточно-Европейского кратона (составлена с использованием работ [42, 43].

Условные обозначения см. на рис. 3. Цифры обозначают геологическое время в млн. лет.

рии структуры в узлах растяжения локализовались щелочные массивы центрального типа. Возможно, в распределении очагов магмогенерации и преобладании интрузивных комплексов центрального типа сыграло роль совмещение кольцевых структур напряжений на конце рифта с зоной аркогенного изгиба коры, также испытывающей растяжение. Время внедрения этих массивов сейчас все более уверенно определяется как позднедевонское – 380–360 млн. лет [24]. О генетической связи щелочно-ультраосновных массивов с процессами регенерации Кандалакшского рифта в среднем–позднем девоне свидетельствуют также и данные трехмерного плотностного моделирования, проведенного по ряду интрузий этого комплекса [3].

В строении Онежско-Кандалакшского палеорифта, на его крыльях, весьма заметно участие сдвигов, которые предопределили закономерную ориентировку многочисленных даек щелочных базитов позднедевонского возраста, маркирующих трещины отрыва и скалывания. Эти образования формируют Беломорский дайковый пояс, простирающийся вдоль обоих бортов Кандалакшского грабена. Дайки и трубки Беломорского пояса исследовались ранее с целью оценки перспектив алмазоносности в связи с находками эруптивных брекчий на островах Кандалакшского залива. Результаты работ показали широкое распространение мелилитсодержащих пород в кандалакшском отрезке дайкового пояса, относимого к проявлениям герцинского магматизма [17, 34]. В последние годы появились данные о среднепалеозойском возрасте кимберлитовых трубок Терского берега Кольского полуострова (340–

360 млн. лет) и даек мелаанальцититов Беломорского дайкового пояса [19, 29].

Новые данные [30, 32] позволяют рассматривать Беломорский пояс в качестве типичного для Восточно-Европейской платформы представителя палеорифтовой структуры, контролирующей размещение среднепалеозойских магматических комплексов. В результате детальных структурных исследований удалось показать, что дайки и трубки взрыва распределены в пределах пояса неравномерно, образуют отдельные рои или скопления, разделенные участками, где почти полностью отсутствуют дайки. Положение этих роев, видимо, определяется последовательным развитием деформаций растяжения по мере скачкообразного продвижения палеорифта в тело платформы по известной модели [23]. Формирование Беломорского дайкового пояса, следовательно, было тесно связано с развитием рифтовой структуры и сопряженной с ней системой разломов, формировавшейся в зависимости от ориентировки локальных полей тектонических напряжений, различавшихся в разных сегментах палеорифта. Северо-восточное простираение даек на “плечах” главного трога Кандалакшского палеорифта, очевидно, контролируется положением разломов запад-северо-западного простираения, которые характеризуются существенной сдвиговой компонентой. Имеются данные [35] о преимущественно левостороннем характере палеозойских сдвигов на северо-восточном плече грабена.

Это подтверждается и результатами компьютерной обработки карты линейamentной сети севера Восточно-Европейской платформы (по программе LESSA), составленной путем геологичес-

кого дешифрирования аэро- и космических снимков, позволившими получить производные карты плотностей, роз-диаграмм и векторов удлинения роз-диаграмм линеаментов этой территории. В данном случае материалы дистанционного зондирования несут в себе интегральную информацию по сумме всех стадий эволюции исследуемой территории и не могут давать однозначного ответа о генезисе и возрасте структурного рисунка без дополнительных историко-геодинамических исследований и геомеханического анализа. Распределение роз-диаграмм линеаментов по площади и построенная по ним карта векторов удлинения этих роз-диаграмм характеризуют при определенных условиях осредненное напряженное состояние земной коры за все время формирования трещиноватости. Анализ такой карты северной части территории Восточно-Европейской платформы (рис. 6) показал, во-первых, преимущественную ориентировку этих векторов вдоль простирания Беломорской системы палеорифтов, что свидетельствует о доминирующих здесь на протяжении всего времени тектонических напряжениях, формирующих разрывные дислокации северо-западного простирания. Во-вторых, на основе анализа структурного рисунка векторов вытянутости роз-диаграмм линеаментов можно провести разделение (районирование) полей напряжений сухопутной части территории Беломорской рифтовой системы и ее обрамления, обозначив границы ее динамического влияния. Участки с параллельным расположением векторов интегрируют поля напряжений с доминированием раздвига и соответственно сбросовых дислокаций, а участки с кулисообразным расположением секторов свидетельствуют о преобладающем значении здесь сдвиговых компоненты. Последние, как видно на рис. 6, в значительной мере преобладают, что отражает, скорее всего, крупные события, связанные с регенерацией рифтогенеза в среднем палеозое. Об участии сдвигов в формировании рифтовых структур Беломорской системы свидетельствует не только кулисообразный рисунок векторов вытянутости, но и их косое расположение по отношению к главным разломным ограничениям рифтогенных грабен. Таким образом, данные структурных исследований и компьютерной обработки линеаментной сети дают все основания полагать, что сдвиговые деформации вообще играли весьма важную роль в развитии Беломорской рифтовой системы и локализации проявлений среднепалеозойского магматизма в ее пределах.

В юго-восточной погребенной части Беломорской палеорифтовой системы (рис. 1) известные поля кимберлитовых и базальтовых трубок с сопутствующими им силлами и дайками щелочного состава также располагаются на высокостоящих блоках фундамента в бортах авлакогенных впадин. В пределах Золотицкого поднятия, разделя-

ющего Керецкий и Лешуконский рифтогенные грабены, расположены трубки одноименного поля алмазоносных кимберлитов, трассирующих субмеридиональную разломную зону, сопряженную с прибортовыми сбросами впадин. Непродуктивные трубки кимберлитов и щелочных базальтов Зимнего берега приурочены к прибортовым разломным зонам, ограничивающим Лешуконский грабен с юго-запада. Ненекское поле трубок щелочных базальтов располагается на юго-западном склоне Архангельского свода фундамента и приурочено к северо-восточному борту Онежского грабена. Все эти образования перекрываются песчаниками и известняками среднего карбона или рыхлыми четвертичными отложениями.

Отмечается [25] векторно-концентрическая зональность среднепалеозойских магматических образований района Зимнего берега, выраженная в том, что алмазоносные кимберлиты Золотицкого поля сменяются к востоку неалмазоносными микролитовыми кимберлитами и пикритами, охватывающими месторождение широким полукольцом с северной, восточной и южной сторон. Третья зона, примыкающая с востока к средней, сложена трубками и силлами толеитовых базальтов. Следует отметить, что эта зональность в размещении магматических пород подчеркивается дуговыми линеаменами кольцевой структуры, дешифрирующей на космических снимках и обрамляющей ареал развития среднепалеозойского магматизма в районе Зимнего берега. Последовательность внедрения пород позволила предположить [25], что развитие магматизма здесь проходило с тенденцией увеличения основности (от базальтов до продуктивных кимберлитов), т.е. от внешнего восточного края кольцевой структуры к ее центру. Можно, однако, думать, что в формировании зональности существенную роль играло количество флюидов во внедрявшихся расплавах.

На Терском побережье Кольского полуострова наблюдается аналогичная зональность, образованная несколько другим рядом магматических пород. С востока на запад слюдяные кимберлиты сменяются телами оливиновых мелилититов, далее трубками оливин-пироксеновых мелилититов, а затем ультраосновными фойдитами, которые располагаются в непосредственной близости от дайкового ореола и щелочно-ультраосновного массива Турьего полуострова. Вектор последовательности их образования также направлен в сторону слюдяных кимберлитов, завершающих сводовые магматитов [25]. В пользу этого свидетельствует и ареал развития аметист-флюоритовой гидротермальной минерализации, фиксируемой вдоль Терского берега от полуострова Турий до Горла Белого моря. Гидротермальная деятельность здесь, видимо, являлась завершающей краевой фазой девонского магматизма. Таким обра-

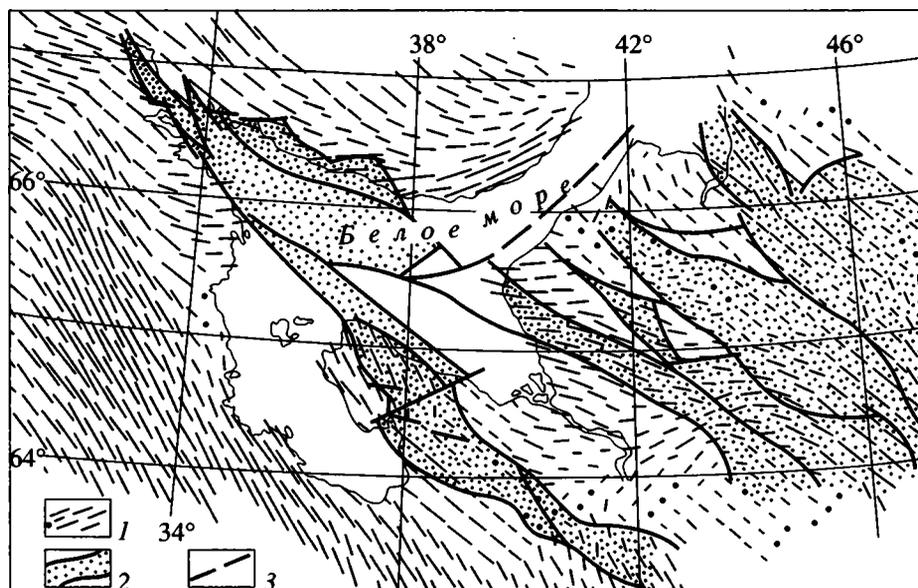


Рис. 6. Карта векторов удлинения роз-диаграмм линейчатой сети территории Беломорья.

1 – векторы удлинения роз-диаграмм (точки отражают изотропную роз-диаграмму); 2 – рифтовые грабены и их разломные ограничения; 3 – предполагаемые разломы.

зом, можно думать, что развитие среднепалеозойского щелочно-ультраосновного магматизма в пределах Беломорской рифтовой системы имело центростремительный характер, перемещаясь поступательно вдоль рифтовых структур к некоторому центру, выраженному обширным сводом в рельефе фундамента южнее пролива Горло.

Последние петрологические исследования показали [2, 26, 39], что изотопные тренды пород щелочной и щелочно-ультраосновной формаций среднепалеозойского магматизма, проявленного в пределах Беломорской рифтовой системы и ее обрамления, соответствуют составу мантийного источника так называемой преобладающей примитивной мантии (PREMA), которая обычно рассматривается как главный изотопный резервуар магматических расплавов, генерируемых мантийными плюмами. Наибольшая вероятность плюм-литосферного взаимодействия возникла в период движения плиты Восточно-Европейского кратона в области экваториального горячего пояса Земли, в частности в среднем–позднем девоне, когда северный край плиты пересекал экватор. Можно полагать, что эта область континентальной литосферы, подвергавшаяся в то время сдвиго-раздвиговым деформациям в пределах древних рифейских рифтовых зон вследствие коллизионных событий на северо-западной окраине плиты, “наехала” на один из крупных мантийных плюмов. Вполне вероятно, что сочетание выше-названных факторов и привело к проявлениям мантийного магматизма в разнообразных его формах, зависящих уже от конкретных структурно-тектонических обстановок (характера полей

тектонических напряжений, кинематики активизированных рифтогенных разломов, мощности земной коры, структурно-вещественных неоднородностей и т.п.). Вышеописанная зональность проявлений среднепалеозойского магматизма на севере Восточно-Европейской платформы может объясняться неравномерным воздействием термофлюидного потока плюма на верхние слои литосферы. Возможная модель плюм-литосферного взаимодействия в Беломорском регионе для среднепалеозойского времени отражена на рис. 4, Б. При дальнейшем дрейфе единого Евроамериканского континента в северо-восточном направлении на теле литосферной плиты Восточно-Европейского кратона оставались вероятные следы этого плюма в виде щелочно-ультраосновных массивов Финляндии и Швеции, поля недавно открытых алмазоносных кимберлитов в средней части Ладожско-Ботнической тектонической зоны и, вероятно, проявлений раннепермского базальтового и щелочного магматизма в грабене Осло.

Дальнейшая (последевонская) история северной части Восточно-Европейской платформы связана с перемещением ее к северу за пределы экваториального горячего пояса Земли до современного местоположения и характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма. Формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность, на что указывает анализ рельефа морского дна. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива наследует или возрождает

ет рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания авлакогена в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений [1, 6, 27]. Образование внутреннего моря на пассивной континентальной окраине Восточно-Европейской платформы было обусловлено всей историей эволюции литосферы северной части плиты, хотя морфологическое оформление впадины, ныне занятой морским бассейном, связано с неоген-четвертичной активизацией тектонических движений. Морские условия осадкообразования установились для бассейна в среднем голоцене около 6000 лет назад, откуда ведет свою историю уже современное Белое море [33].

**Заключение.** Исследование геологического строения и эволюции палеорифтовой системы Беломорского бассейна позволяет сделать некоторые заключения, дополняющие современные представления о формировании и эволюции литосферы этой части пассивной континентальной окраины севера Восточно-Европейской платформы.

Прежде всего, это вывод о том, что беломорская рифтовая система заложилась в результате возникновения тектонических напряжений горизонтального растяжения северо-восточного сегмента литосферной плиты Восточно-Европейской плиты при ее повороте против часовой стрелки в ходе резкого изменения направления ее дрейфа. Рифтогенез в этих условиях развивался по модели “простого сдвига”, т.е. “пассивного” рифтинга. По всей видимости, краевые части литосферной плиты особенно чутко реагируют на всевозможные изменения в направлении ее движения, вращения и воздействие со стороны других плит. Регенерация рифейских рифтов беломорской системы в среднем палеозое происходила в режиме трансенсии (сдвига с растяжением) на фоне горизонтального сжатия северо-западного сегмента во время столкновения Восточно-Европейской и Северо-Американской плит. Современный аналог этого типа континентального рифтогенеза – Байкальский рифт, причиной возникновения которого считают коллизию Индийской и Евразийской континентальных плит [16, 40].

Во-вторых, развитие континентального рифтогенеза и связанного с ним магматизма происходило именно в те периоды (средний рифей и средний палеозой), когда литосферная плита Восточно-Европейской платформы в ходе своего дрейфа пересекала экваториальный “горячий пояс” земли, для которого характерна концентрация горячих точек и плюмов. Поэтому значительно увеличивалась вероятность прохождения растягивавшегося участка плиты над горячей точкой (плюмом), что могло служить причиной проявления глубинного (мантийного) магматизма, как это произошло в среднем палеозое в пределах Беломорской рифтовой системы, где фиксируется ще-

лочно-ультраосновной и щелочной, в том числе и кимберлитовой, магматизм. Хотя гипотеза о роли горячих точек или плюмов в процессах внутриплитного магматизма остается дискуссионной [37], по нашему мнению, она вполне объясняет, наряду с другими тектоническими факторами, тот довольно интенсивный щелочной и щелочно-ультраосновной магматизм, который проявился в среднем палеозое на севере Восточно-Европейской платформы. Следует также заметить, что именно в период проявления этого магматизма (370–350 млн. лет) Беломорская рифтовая система находилась вблизи линии экватора (см. рис. 5), где плита естественно испытывала максимальный изгиб на поверхности геоида, обусловленный разницей между экваториальным и полярным радиусами (современная составляет 21.4 км). Этот изгиб мог являться дополнительным фактором активизации внутриплитных магматических процессов.

В-третьих, контроль внутриплитного магматизма на севере Восточно-Европейской платформы осуществлялся разрывными дислокациями, возникшими в зонах динамического влияния формировавшихся рифтовых структур Беломорской системы как крупнейших сдвига-раздвигов. Зоны динамического влияния включали в себя линейные деструктивные поля “плечей” рифтов, а также области концентрации деформаций, имевшие форму, близкую к кольцевой, и возникавшие вокруг окончатый линейных разрывов перед началом их дальнейшего роста. Первые из них, преимущественно сдвиги, контролировали проявления магматизма в виде даек и трубок взрыва, в том числе и кимберлитового состава, а вторые – становление некоторых сложных кольцевых массивов с широким спектром пород – от перидотитов и карбонатитов до нефелиновых сиенитов и субщелочных гранитов, т.е. массивов щелочно-ультраосновной и щелочной формаций.

И последнее. Формирование современного бассейна Белого моря в среднем голоцене имело структурно-тектоническую предопределенность, обусловленную в основном рифейско-палеозойской эволюцией литосферы Беломорской рифтовой системы.

Исследование проведено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проектов 98-05-64737 и 00-05-64492.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П.* Тектонические факторы внутриплитной сейсмичности западного сектора Арктики // *Физика Земли*. 1996. № 12. С. 59–71.
2. *Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В.* Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические осо-

- бенности и петрологические следствия // Петрология. 1998. Т. 67 № 3. С. 316–336.
3. *Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б.* Строение палеозойских щелочно-ультраосновных интрузий Кольского полуострова по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 211–221.
  4. *Балуев А.С., Моралев В.М., Гоникберг В.Е., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Структурные парагенезы континентального рифтинга // Структурные парагенезы и их ансамбли: Мат-лы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 13–15.
  5. *Булин Н.К., Богданов Ю.Б., Супруненко Э.И.* Глубинное строение и элементы палеотектоники Кольско-Мезенского геоблока в полосе геотранверса Мурманск–Кызыл // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. С. 59–71.
  6. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
  7. *Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П.* Причины устойчивого поднятия и условия аркогенного рифтогенеза в эпидокембрийских платформенных мегаплитах мозаично-доменной структуры // Тектоника платформ: современные данные и идеи. Тез. докл. М.: Наука, 1993. С. 3–5.
  8. *Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.* Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1997. № 3. С. 31–40.
  9. *Гафаров Р.А.* Строение докембрийского фундамента севера Русской плиты. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 212 с.
  10. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горный пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–15.
  11. *Добрынина М.И.* Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. С. 71–78.
  12. *Журавлев В.А.* Лампроиты Беломорского мобильно-метаморфического пояса // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология: Тез. Междунар. конф. Петрозаводск: ИГ Кар НЦ РАН, 1997. С. 32.
  13. *Зандер В.Н.* Геологическое строение и перспективы рудоносности фундамента склонов Балтийского щита. Л.: Недра, 1972. 152 с.
  14. *Зандер В.Н., Томашунас Ю.И., Берковский А.Н., Суворова Л.В., Дедеев В.А., Кратц К.О.* Геологическое строение фундамента Русской плиты. М.: Недра, 1967. 124 с.
  15. *Зоненшайн Л.П., Гольмшток А.Я., Хатчинсон Д.* Структура Байкальского рифта // Геотектоника. 1992. № 5. С. 63–77.
  16. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.Д., Солоненко Н.В.* Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии // Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал / Отв. ред. А.С. Монин. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1979. С. 157–202.
  17. *Иваников В.В.* О дайковом щелочно-ультраосновном магматизме и признаках нового карбонатитового комплекса в северо-западном Беломорье // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212. № 3. С. 690–692.
  18. *Казьмин В.Г., Бяков А.Ф.* Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.
  19. *Калинкин М.М., Поляков И.В.* Кимберлиты и родственные породы Терского берега Кольского полуострова // Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России: Тез. докл. регион. симпозиума. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1995. С. 690–692.
  20. *Константиновский А.А.* Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38–45.
  21. *Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н.* Тектоническая модель докембрия Московской синеклизы по результатам комплексных региональных исследований // Разведка и охрана недр. 1996. № 5. С. 8–12.
  22. *Костюченко С.Л., Романюк Т.В.* О природе Мезенского гравитационного максимума // Физика Земли. 1997. № 12. С. 3–22.
  23. *Косыгин Ю.А., Маслов Л.А.* Основные типы хрупких и нехрупких геологических дислокаций и их взаимодействие // Тектонические процессы: Докл. сов. геологов на XXVIII сес. МГК (Вашингтон, июль 1988). М.: Наука, 1989. С. 193–201.
  24. *Крамм У., Когарко Л.Н., Кононова В.А.* Средний и поздний девон – краткий период магматической активности в палеозойской Кольской щелочной провинции (Россия и Финляндия): Rb-Sr исследования // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 148–168.
  25. *Лукьянова Л.И., Лобкова А.П., Михайлов М.В., Шеманина Е.И., Эринчек Ю.М.* Кимберлитовый и лампроитовый магматизм и проблемы коренной алмазности Восточно-Европейской платформы // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Гео-инвэкс, 1994. С. 43–49.
  26. *Махоткин И.Л., Журавлев Д.З., Саблуков С.М., Жердев П.Ю., Томпсон Р.Н., Гибсон С.А.* Пломбиферное взаимодействие как геодинамическая модель образования Архангельской алмазносной провинции // Докл. АН. 1997. Т. 353. № 2. С. 228–232.
  27. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
  28. *Милановский Е.Е., Никишин А.М., Фурнэ А.В.* Рифейская эволюция Восточно-Европейского кратона // Докл. АН. 1994. Т. 339. № 4. С. 513–517.
  29. *Моралев В.М., Аракелянц М.М., Балуев А.С., Глуховский М.З., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Новые данные о среднепалеозойском магматизме севера Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 1998. Т. 361. № 4. С. 514–517.
  30. *Моралев В.М., Балуев А.С., Глуховский М.З., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Структурное положение проявлений среднепалеозойского магматизма на Восточно-Европейской платформе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 16–27.

31. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1 : 2500000 / Отв. ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.
32. *Пржицалговский Е.С., Моралев В.М., Балуев А.С., Ларин Н.В., Терехов Е.Н.* Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 5. С. 3–10.
33. *Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В., Кропачев Ю.П., Мануйлов С.Ф., Рыбалко А.Е., Спиридонова Е.А.* Геология Белого моря // Советская геология. 1980. № 4. С. 45–55.
34. *Тараховский А.Н.* Новая разновидность мелилитсодержащих пород в Беломорье // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1960. Вып. 40. С. 65–71.
35. *Увадьев Л.И.* Разломы района Кандалякшской губы Белого моря // Геотектоника. 1981. № 4. С. 20–30.
36. *Харитонов Л.Я.* Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита // Тр. 3-й сессии комиссии по опред. абс. возр. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 51–77.
37. *Хельмштедт Х.Х., Герни Дж.Дж.* Геодинамический контроль кимберлитов – какую роль играют горячие точки и плитная тектоника? // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 461–476.
38. *Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А., Колбанцев Л.Р., Орлова М.П., Смолькин В.Ф.* Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб: Недра, 1993. 244 с.
39. *Beard A.D., Downes H., Hegner E., Sablukov S.M., Vetrin V.R., Balogh K.* Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 130. P. 288–303.
40. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effect of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.
41. *Pesonen L.J., Totsvik T.H., Elming S.-A., Bylund G.* Crustal evolution of Fennoscandia – palaeomagnetic constraints // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 27–49.
42. *Syehurst M.A.* A practical suggestion regarding the use of Scandinavian and Russian paleomagnetic data to determine the paleo-position of Baltica in Ordovician time // Tectonophysics. 1992. V. 201. P. 65–73.
43. *Torsvik T.H., Tait J., Moralev V.M. et al.* Ordovician paleogeography of Siberia and adjacent continents // J. Geological Society. London. 1995. V. 152. P. 279–287.
44. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Canad. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 789–795.

Рецензенты: Е.Е. Милановский,  
М.Г. Леонов

## The Tectonic Evolution and Magmatism of the Belomorian Rift System

A. S. Baluev, V. M. Moralev, M. Z. Glukhovskii, E. S. Przhijalgovskii,  
and E. N. Terekhov

*Institute of Lithosphere of Marginal and Inland Seas, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180, Russia*

The Belomorian rift system, including the Onega–Kandalaksha and Kerets–Leshukon paleorifts, was initiated in the middle Riphean and experienced activation in the middle Paleozoic, when alkaline magmatism was widespread, and late in the Cenozoic, when the basin now occupied by the White Sea was generated. The Onega–Kandalaksha paleorift exhibits some features inherent in today's (Cenozoic) continental rifts: the occurrence of segments, each being a semigraben with an alternating polarity that are intervened with interbasin uplifts (accommodation zones); the asymmetric position of a mantle protrusion, and other features. The correlation of the events of intraplate tectogenesis and magmatism with the motions of the lithospheric plate of the East European craton and with its interaction with the other adjacent plates suggests that the Belomorian rift system was produced by a horizontal lithospheric extension resulting from the counterclockwise rotation of the plate in the course of a rapid change in its drift direction. Under these conditions, rifting might have developed as a "simple shear", i.e. "passive" rifting. The regeneration of the Riphean rifts of the Belomorian system was associated in the middle Paleozoic with a local extension behind the horizontal compression area of the East European lithospheric plate after its collision with the North American plate. In both cases, the rifting and related magmatism occurred when the drifting East European plate passed across the equatorial "hot belt" of the Earth. Therefore, it was much more probable for the extending margin of the plate to pass over a hotspot (plume) and for deep-seated magmatism to occur. The intraplate magmatism was controlled by faults generated in zones of dynamic effects of the Belomorian rifts, which were major strike-slip and extension faults. These zones included linear destructive fields containing alkaline dikes and breccia pipes, and areas of concentric deformation around rift ends, with their inherent intricate alkaline-ultramafic masses. The formation of the present-day White Sea in the middle Holocene time was predetermined by the Riphean-Paleozoic evolution of the lithosphere within the Belomorian rift system.

УДК 552.311(234.85)

## НЕОДНОРОДНОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОГО УРАЛА: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

© 2000 г. К. Н. Шатагин\*, О. В. Астраханцев\*\*, К. Е. Дегтярев\*\*, М. В. Лучицкая\*\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва

\*\*Геологический институт (ГИН) РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.05.99 г.

По результатам изотопно-геохимического изучения восьми массивов палеозойских гранитоидов Восточного Урала реконструированы основные черты состава и строения нижних горизонтов континентальной коры региона. Кора здесь образована переработанными преимущественно магматическими комплексами, средний состав которых соответствует породам высококальциевой известково-щелочной и известково-щелочной серий.

В пределах Восточного Урала выделены изотопно-геохимические провинции, различающиеся по Nd-модельным возрастам гранитоидов. В Восточно-Уральской ( $T_{DM} = 0.78\text{--}1.02$  млрд. лет) и Ильменогорской ( $T_{DM} = 1.66$  млрд. лет) провинциях кора образована тектонической смесью разновозрастных переработанных океанических и островодужных комплексов с материалом древних сиалических блоков. Модельные возрасты гранитоидов здесь не отражают времени формирования коры, а являются суммарным выражением смещения разнородных и разновозрастных компонентов. Кора Зауральской провинции ( $T_{DM} = 1.17$  млрд. лет) сложена преимущественно докембрийскими и раннепалеозойскими комплексами, которые, вероятно, являются фрагментами каледонид Северо-Западного Казахстана. Модельный возраст гранитоидов Зауральской провинции, по-видимому, соответствует возрасту формирования коры.

### ВВЕДЕНИЕ

Позднепалеозойская коллизия Восточно-Европейского и Казахстанского континентов привела к образованию Уральско-Складчатого пояса и формированию в его пределах палеозойской континентальной коры. В ее состав вошли пакеты тектонических покровов, сложенные офиолитами и образованиями энсиматических островных дуг, а также древние сиалические блоки. Эти гетерогенные образования спаяны палеозойскими гранито-гнейсовыми и гранитоидными комплексами. Аллохтонные комплексы занимают в современной структуре Восточного Урала наиболее высокое положение и слагают верхнюю часть коры, мощность которой здесь достигает 40 км.

Для получения информации о составе и возрасте нижних горизонтов коры, недоступных для прямого изучения, могут быть использованы палеозойские гранитоиды. Основанием для такого подхода является представление о коровом происхождении гранитной магмы и наследовании ею изотопно-геохимических характеристик источника. Оценка валового состава коры может быть дана по некоторым соотношениям петрогенных элементов и элементов-примесей, которые характеризуют источник гранитов и незначительно меняются в процессах плавления и кристаллизации. Таким показателем является соотношение

Al и суммы (Ca + K + Na), указывающее на магматическую или осадочную природу источника гранитной магмы [23]. Тектоническая природа гранитов и их источника может быть оценена по соотношениям Rb, Nb и Y [33, 34].

Представление об изотопно-геохимических особенностях корового источника дает состав радиогенных изотопов в гранитоидах. Изотопный состав Nd, Sr, Pb и других элементов в источнике на момент гранитообразования характеризует степень его изотопно-геохимического отличия от мантии. Длительность пребывания материала источника в коре может быть оценена по Nd-модельному возрасту гранита, вычисленному относительно истощенной мантии [18].

При таком подходе к реконструкции состава и возраста источника гранитоидов необходимо учитывать следующие аспекты:

1. В некоторых случаях изотопные и геохимические характеристики гранитоидов не отражают особенностей состава и тектонической природы континентальной коры. Гранитоиды могут образовываться при значительном участии расплавов мантийного происхождения [25, 27, 29]. Гранитоиды не наследуют геохимических характеристик корового субстрата в случае отсутствия химического и изотопного равновесия между расплавом и реститом, которое возникает при низ-

ких степенях плавления в сочетании с большой скоростью отделения расплава [22, 30].

2. В ряде случаев Nd-модельный возраст гранитоидов может не отражать возраст образования коры из истощенной мантии, если источник представлял собой смесь разновозрастного материала [21], а также из-за неопределенности изотопных параметров истощенной мантии в регионе [38].

Сделанные замечания ограничивают применение изотопно-геохимических характеристик гранитоидов при изучении состава и возраста континентальной коры. Реконструкции состава нижних горизонтов коры должны проводиться с учетом этих замечаний, а также с привлечением данных по геологии гранитных массивов, геохимии и геохронологии пород, которые могут являться потенциальными источниками гранитов [24].

Выявление изотопно-геохимических неоднородностей континентальной коры с помощью изучения различных гранитоидных комплексов ранее уже проводилось в различных складчатых поясах, где были получены новые данные о строении нижних горизонтов коры [5, 6]. Для Урала такая попытка предпринимается впервые. В качестве опорного был выбран траверс Златоуст–Миасс–Троицк, проходящий вкрест простирания основных тектонических зон Восточного Урала (рис. 1), вдоль которого были изучены палеозойские гранитоидные комплексы различных формационных типов.

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА

В пределах Восточного Урала гранитоиды распространены в различных структурных зонах, принадлежат к нескольким формационным типам и охватывают возрастной интервал от позднего девона до перми включительно.

В этом регионе традиционно выделяются Магнитогорская, Ильменогорская, Сухтелинская, Восточно-Уральская и Зауральская зоны, в строении которых участвуют докембрийские и палеозойские образования, а также различные интрузивные гранитоидные комплексы (рис. 1).

В строении *Магнитогорской зоны* принимают участие ордовикские офиолиты и кремнисто-базальтовые толщи, а также разнообразные вулканогенно-осадочные, преимущественно островодужные, комплексы девонско-каменноугольного возраста. Наиболее древними интрузивными образованиями являются сложные габбро-диорит-гранодиорит-гранитные, монзонит-сиенодиорит-сиенитовые и тоналитовые массивы штокообразного, пластообразного и концентрического строения (Магнитогорская и Верхнеуральская группы, Петропавловский, Сыростанский, Тургоякский массивы и др.). Возраст этих массивов охватывает интервал фамен–визе [1, 11, 13, 14].

Предполагается, что они комагматичны фаменско-раннекаменноугольным вулканическим сериям [14]. Более молодые плутонические комплексы в Магнитогорской зоне представлены крупными массивами гранитов и гранодиоритов (Ахуновский, Карагайский и Уйскоборский) среднекаменноугольного возраста [1, 2].

В *Сухтелинской зоне* распределены стратифицированные комплексы, близкие по составу к образованиям Магнитогорской зоны. Интрузивы здесь представлены только гранитными массивами (Вандышевский).

В *Ильменогорской и Восточно-Уральской зонах* нижнее положение в структуре занимают глубоко метаморфизованные гнейсовые комплексы, наиболее древний возраст метаморфизма которых составляет  $2080 \pm 15$ ,  $1850 \pm 50$  млн. лет (Ильменогорская зона),  $1928 \pm 146$  и  $1800 \pm 76$  млн. лет (Восточно-Уральская зона) [7]. Древние комплексы перекрыты пакетами тектонических покровов, которые сложены в различной степени метаморфизованными палеозойскими офиолитовыми, черносланцевыми и дифференцированными островодужными образованиями. Характерной чертой строения Ильменогорской и Восточно-Уральской зон является присутствие гранито-гнейсов, образующих купольные структуры (Чашковский и Еланчикский массивы в Ильменогорской зоне, Варламовский и Борисовский массивы в Восточно-Уральской зоне) [10]. Долгое время эти образования рассматривались в качестве метаморфизованных гранитных массивов [12]. Однако более вероятно, что образование гнейсовокупольных структур происходило в результате ремобилизации древнего сиалического материала при формировании тектонических покровов в процессе коллизии [8, 16, 17, 19].

Гранитоидные интрузивные комплексы Ильменогорской и Восточно-Уральской зон отличаются большим разнообразием и имеют широкое площадное распространение. Они представлены массивами нескольких формационных типов: монодиорит-сиенит-лейкогранитный (раннекаменноугольный Степнинский массив [12]), сиенит-лейкогранитный (Черноборский массив), лейкогранитный (Чесминский и Санарский массивы), гранит-граносиенитовый (раннепермский Кисегачский массив [13]). Раннепермскими гранитоидами сложен и многофазный Джабыкский массив [4].

Несколько обособленное положение на востоке Восточно-Уральской зоны занимают ранне-среднекаменноугольные гранодиорит-гранитные пластовский и каменский комплексы (Пластовский, Чернореченский, Каменский и др. массивы), которые приурочены к полосе распространения аллохтонов, сложенных девонско-нижнекаменноугольными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами.

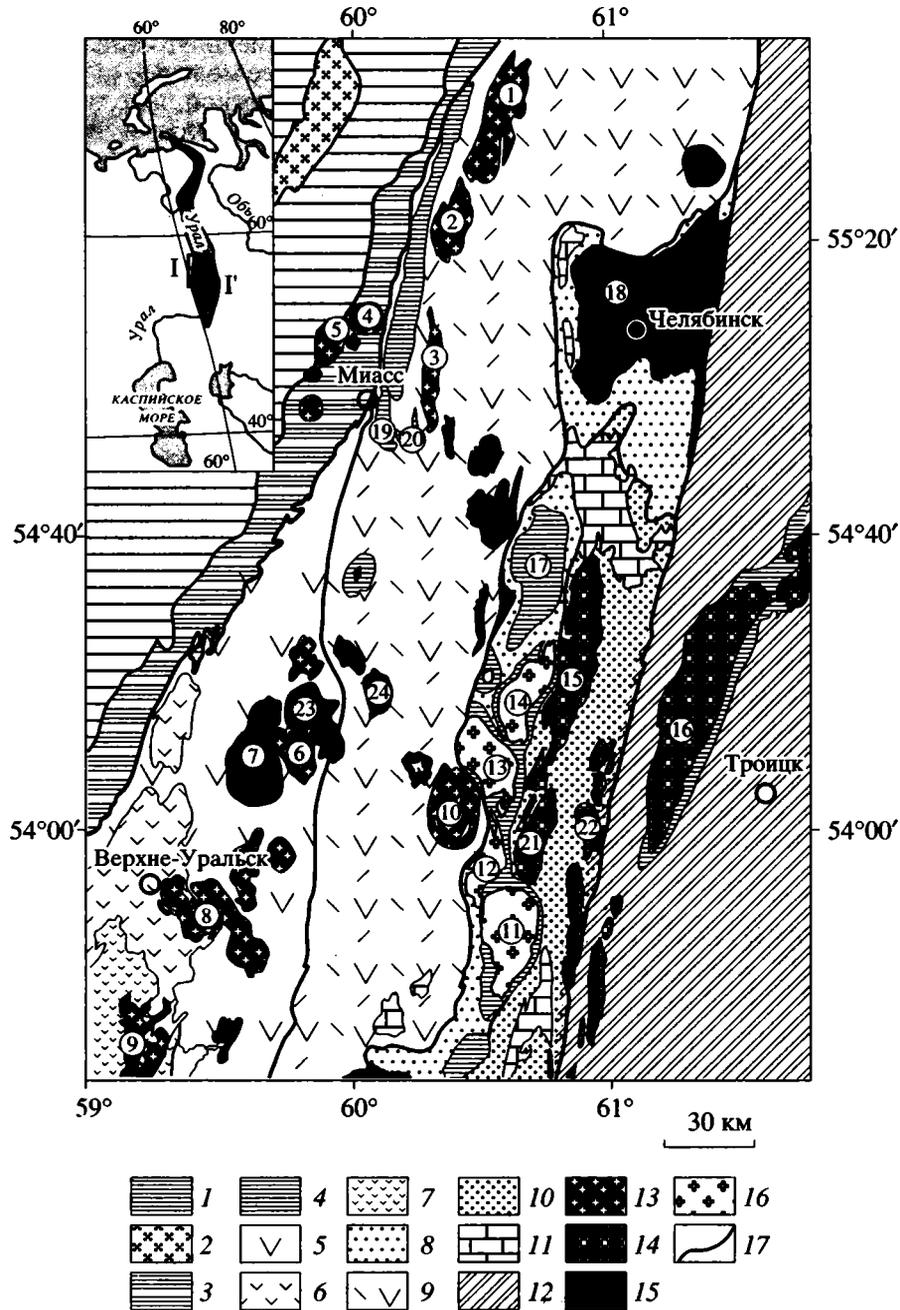


Рис. 1. Схема геологического строения и расположения гранитоидных массивов Восточного Урала.

1, 2 – комплексы Западного Урала: 1 – верхнедокембрийские и палеозойские терригенно-карбонатные толщи, 2 – нижнедокембрийские метаморфические образования (Тараташский выступ); 3–12 – комплексы Восточного Урала: 3 – офиолиты зоны Главного Уральского Разлома, 4 – докембрийские метаморфические образования и позднепалеозойские гранито-гнейсы, 5–7 – островодужные комплексы Магнитогорской зоны: 5 – нижне-среднедевонские, 6 – верхнедевонские, 7 – нижнекаменноугольные, 8–11 – комплексы Ильменогорской, Сухтелинской и Восточно-Уральской зон: 8 – терригенные нижнепалеозойские толщи, 9, 10 – аллохтонные черносланцевые и островодужные образования: 9 – силурийско-каменноугольные, 10 – нижнекаменноугольные, 11 – нижне-среднекаменноугольные карбонатные толщи, 12 – нижнепалеозойские комплексы Зауральской зоны; 13–16 – гранитоидные комплексы: 13 – габбро-диорит-гранитные и монзонит-сиенодиорит-сиенитовые, 14 – тоналит-гранодиоритовые, 15 – гранитные, 16 – лейкогранитные и сиенит-лейкогранитные; 17 – тектонические границы зон Восточного Урала. Гранитоидные и гранито-гнейсовые массивы (цифры в кружка): 1 – Увельдинский, 2 – Аргазинский, 3 – Кисегачский, 4 – Тургоякский, 5 – Сыростанский, 6 – Петропавловский, 7 – Ахуновский, 8 – Верхнеуральская группа, 9 – Магнитогорская группа, 10 – Степнинский, 11 – Чесминский, 12 – Черноборский, 13 – Санарский, 14 – Борисовский, 15 – Пластовский, 16 – Нижнесанарский, 17 – Варламовский, 18 – Челябинский, 19 – Чашковский, 20 – Еланчикский, 21 – Чернореченский, 22 – Каменский, 23 – Уйскоборский, 24 – Вандышевский. На врезке – положение района исследований; I–I' – линия траверса Златоуст–Миасс–Троицк.

**Таблица 1.** Исследованные гранитные массивы Восточного Урала, их изотопный возраст, петрографический состав и особенности

Название массива	Шифр образцов	Изотопный возраст, млн. лет	Преобладающие породы	Особенности строения и состава
Сыростанский	СЫР	Pb-Pb: 334 ± 5 (габброиды); 327 ± 4 (граниты) [11]	Граниты, гранодиориты, габбродиориты, габбро	Многофазный массив; очевидные признаки взаимодействия расплавов кислого и основного составов; акцессории: Mt + Ilm + Ap + Sph + Ep
Тургоякский	ТУР	Нет данных	Тоналиты, граниты	Сравнительно однородный существенно тоналитовый массив; акцессории: Mt + Sph + Ap + Ep
Кисегачский	КИС	K-Ar: 252–261; Rb-Sr: 263 ± 21 [13]	Граниты, гранодиориты, граносиениты	Многофазный существенно гранитный массив; акцессории: Mt + Ap + Zir + Ep
Степнинский	СТП	K-Ar: 300–320 [12]	Монцониты, субщелочные кварцевые диориты, сиеногранодиориты, лейкократовые граниты	Многофазный массив кольцевого строения, внешнее кольцо сложено лейкогранитами; очевидные признаки взаимодействия расплавов кислого и основного составов; в центральной части массива большое количество ксенолитов вмещающих пород; акцессории: Mt + Sph + Ap + Ep ± Zir
Черноборский	ЧРБ	Нет данных	Кварцевые сиениты, лейкократовые граниты	Многофазный массив; четко выделяются участки, сложенные сиенитами и лейкократовыми гранитами, соотношения между которыми неясны; акцессории: Mt + Ap + Sph + Ep + Fl (сиениты), Mt + Ap + Ilm + Mon + Zir + Gar ± Xen (лейкограниты)
Чернореченский	ЧРР	K-Ar: 310–330 [10]; 334–335 [9]	Гранодиориты, плагиограниты, габбро	Существенно гранодиоритовый массив; породы повсеместно заметно изменены вторичными процессами; акцессории: Sph + Ap + Mt + Ilm + Zir
Чесминский	ЧСМ	K-Ar: 260 [10]	Лейкократовые граниты	Существенно лейкогранитный массив, по периферии граниты имеют гнейсовидную текстуру; часто граниты кроме биотита содержат мусковит (до 1%); акцессории: Mt + Ap + Ilm + Zir + Gar + Fl ± Xen
Нижнесанарский	НСАН	K-Ar: 430 ± 20 (массивные); 383 ± 16 (гнейсовидные) [3]	Гранодиориты, тоналиты, дайки пегматитов, аплитов, гранит-порфиров и лампрофиров	Существенно гранодиоритовый массив; восточный контакт через гнейсовидные разности, западный контакт активный, с зоной закалки в гранитоидах; характерной чертой является повсеместное присутствие округлых меланократовых включений; акцессории: Mt + Ap + Sph + Ep

Примечание: Mt – магнетит, Ilm – ильменит, Ap – апатит, Sph – сфен, Ep – эпидот, Zir – циркон, Fl – флюорит, Mon – монацит, Gar – гранат, Xen – ксенотим.

В строении *Зауральской зоны* участвуют докембрийские метаморфические образования, а также нижнепалеозойские терригенные и вулканогенно-кремнистотерригенные толщи. Гранитоиды здесь представлены гранодиоритовым формационным типом, к которому относится позднеордовикский (?) Нижнесанарский массив, прорывающий докембрийские гнейсы, амфиболиты и кварциты.

## СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ИЗУЧЕННЫХ МАССИВОВ

Изотопно-геохимические исследования были проведены на нескольких гранитоидных массивах различных формационных типов во всех зонах Восточного Урала. В Магнитогорской зоне изучены Сыростанский и Тургоякский массивы, в Ильменогорской – Кисегачский, в Восточно-

Таблица 2. Содержания петрогенных элементов (мас. %), элементов-примесей (г/т) в гранитоидах Восточного Урала

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Образец	НСАН-1/1	НСАН-3	НСАН-6	КИС-1	СТП-8/1	СТП-8/2	СТП-1	СЫР-7	СЫР-2/1	СЫР-3	ТУР-1/1	ЧСМ-14	ЧСМ-11	ЧРБ-1	ЧРБ-5	ЧРР-3	ЧРР-1а
SiO <sub>2</sub>	60.64	69.04	67.04	72.64	53.48	58.62	74.99	55.05	65.78	71.87	67.73	75.95	77.84	66.75	73.91	65.28	74.22
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.08	0.41	0.19	1.18	0.48	0.14	0.65	0.34	0.12	0.36	0.09	0.08	0.32	0.18	0.50	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.63	15.80	16.04	13.79	17.85	16.61	12.78	17.30	16.26	14.30	15.79	12.67	11.68	14.45	11.94	15.65	14.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.00	1.10	1.03	0.84	3.16	4.94	1.59	2.71	1.97	1.33	1.57	1.31	0.31	3.19	3.25	2.06	0.74
FeO	5.13	0.57	2.16	1.07	3.23	2.50	0.23	3.50	1.31	0.45	0.97	0.13	0.41	1.76	0.52	2.42	0.23
MnO	0.12	0.06	0.06	0.04	0.11	0.06	0.02	0.12	0.02	0.01	0.05	0.02	0.03	0.11	0.03	0.07	0.01
MgO	2.49	0.30	1.37	0.48	3.93	2.70	0.05	4.76	1.63	0.05	1.05	0.10	0.29	0.31	0.28	1.99	0.10
CaO	6.27	2.56	4.26	1.56	5.68	4.20	1.16	6.49	2.97	2.70	3.05	0.87	0.80	0.50	0.77	3.90	1.65
Na <sub>2</sub> O	3.44	4.30	3.20	3.56	5.42	5.09	4.24	4.34	5.27	4.95	5.13	3.90	3.44	4.99	3.80	4.42	7.25
K <sub>2</sub> O	2.07	3.45	1.94	5.10	2.78	4.25	4.83	1.66	2.60	3.48	3.15	4.68	4.34	5.95	4.33	2.36	0.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.06	0.08	0.04	0.57	0.46	0.04	0.44	0.15	0.04	0.16	0.00	0.00	0.04	0.02	0.22	0.02
П.п.п.	0.90	2.06	1.86	0.41	2.00	0.40	0.15	2.46	1.20	1.18	0.58	0.42	0.54	1.28	0.48	0.89	0.70
Сумма	99.61	99.38	99.45	99.72	99.39	100.31	100.22	99.48	99.50	100.48	99.59	100.14	99.76	99.65	99.51	99.76	99.77
Be	2.0	9.1	15.0	3.1	3.3	2.5	6.7	2.0	1.8	2.6	2.5	4.2	4.8	1.5	2.0	2.2	1.1
Sc	16.0	6.6	4.7	8.3	20.9	12.4	7.4	15.6	8.7	1.7	2.5	3.5	6.8	16.0	10.6	15.6	0.6
V	43.3	5.9	34.4	5.8	104.9	70.5	11.1	105.5	28.9	7.4	49.2	1.9	1.1	7.4	1.1	67.2	7.4
Cr	22.9	11.2	20.6	5.5	109.4	62.0	8.4	31.9	4.2	2.7	28.6	4.3	2.7	8.2	1.8	37.4	7.7
Co	12.1	1.6	6.8	1.5	17.9	9.7	1.0	23.1	4.5	1.3	6.4	0.6	0.5	0.5	0.8	9.0	1.1
Ni	7.8	4.2	9.2	2.8	58.1	32.7	6.4	44.6	5.3	1.8	17.6	0.9	1.5	0.2	1.7	26.0	2.0
Cu	12.0	3.6	6.6	7.8	30.2	21.7	3.3	31.9	4.4	4.1	9.9	3.9	5.0	7.8	9.3	15.1	15.0
Zn	71.4	32.0	42.2	51.2	89.1	56.0	7.2	64.8	36.6	19.5	50.8	25.5	21.2	40.5	45.9	60.9	10.2
Ga	20.3	15.5	16.2	19.0	21.1	19.6	19.2	17.0	16.0	15.4	17.9	16.4	16.7	17.3	15.7	21.3	16.2
Rb	83.3	83.0	57.5	206.3	62.0	105.9	147.4	43.2	59.7	71.8	73.0	318.7	338.8	91.8	98.0	79.5	12.0
Sr	380.5	438.3	357.3	185.5	960.0	1045.0	116.8	2091	1155	525.8	1146	15.7	16.3	17.4	28.5	751.4	279.9
Y	22.3	9.1	8.3	12.0	9.6	14.8	5.2	18.5	12.4	8.7	10.7	46.1	36.5	25.8	30.8	16.3	6.0
Zr	165.6	75.1	142.9	187.0	160.0	258.2	123.8	126.3	178.9	87.7	186.0	100.1	69.4	585.0	282.6	177.5	49.8
Nb	18.3	9.2	7.4	58.1	13.0	45.5	36.6	24.9	22.8	20.1	26.0	41.9	28.7	17.8	18.3	15.9	6.0
Mo	2.1	0.2	0.1	6.4	1.4	1.2	0.3	0.5	0.2	0.0	0.2	0.1	0.2	4.9	2.7	0.2	0.1
Sn	5.1	2.3	0.5	3.5	1.8	6.3	1.8	2.2	3.3	1.4	5.3	19.0	15.9	16.6	11.3	1.7	5.8

Таблица 2. Окончание

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Обра- зец	НСАН- 1/1	НСАН- 3	НСАН- 6	КИС-1	СТП- 8/1	СТП- 8/2	СТП-1	СЫР-7	СЫР- 2/1	СЫР-3	ТУР- 1/1	ЧСМ- 14	ЧСМ- 11	ЧРБ-1	ЧРБ-5	ЧРР-3	ЧРР-1a
Cs	2.3	3.7	2.3	0.9	1.6	1.1	1.2	1.1	0.6	0.6	1.8	5.6	8.8	1.0	0.8	2.2	0.4
Ba	761	674	518	1042	1800	2413	171	812	1604	775	1129	43	42	148	163	831	126
La	40.55	9.85	32.17	89.87	93.89	63.87	36.28	52.36	46.73	23.03	50.94	14.07	13.60	186.40	106.00	39.75	15.62
Ce	76.24	20.12	60.92	164.17	200.10	133.31	57.41	104.61	84.22	40.64	97.36	31.10	30.00	313.00	180.00	79.10	28.20
Pr	7.82	2.28	6.19	14.86	19.85	14.80	4.64	11.25	8.24	4.16	9.67	3.79	3.76	28.27	17.95	8.86	3.39
Nd	27.97	8.73	20.31	47.20	70.43	50.72	11.71	41.65	28.44	13.80	32.49	13.63	14.45	98.83	62.00	33.95	12.67
Sm	5.08	1.67	2.73	6.59	9.86	7.05	1.17	6.06	4.06	2.15	4.69	3.97	3.80	11.60	9.31	6.42	2.76
Eu	1.28	0.52	1.15	0.95	2.36	1.79	0.22	1.87	1.29	0.69	1.26	0.18	0.15	0.66	0.34	1.44	0.65
Gd	4.65	1.76	1.97	4.53	6.82	4.68	0.91	4.76	3.06	1.49	3.17	4.46	4.03	7.88	6.46	4.55	2.01
Tb	0.76	0.27	0.32	0.66	0.93	0.70	0.18	0.78	0.46	0.27	0.48	0.88	0.82	1.19	1.08	0.74	0.26
Dy	3.72	1.63	1.50	2.46	4.00	3.14	0.70	3.36	2.18	1.33	1.93	6.37	4.99	4.68	5.06	3.23	1.19
Ho	0.82	0.27	0.26	0.46	0.70	0.53	0.16	0.67	0.48	0.31	0.37	1.43	1.14	1.02	1.03	0.61	0.23
Er	2.17	0.76	0.71	1.07	1.76	1.32	0.39	1.80	1.19	0.84	1.04	4.66	3.48	2.62	2.85	1.46	0.49
Tm	0.32	0.12	0.12	0.13	0.25	0.19	0.06	0.26	0.17	0.14	0.14	0.80	0.60	0.42	0.42	0.20	0.07
Yb	2.11	0.85	0.93	0.83	1.44	1.17	0.63	1.61	0.99	0.79	0.89	5.37	3.81	2.71	2.80	1.27	0.47
Lu	0.33	0.12	0.15	0.18	6.26	0.16	0.09	0.23	0.15	0.14	0.16	0.81	0.68	0.47	0.45	0.19	0.07
Hf	4.34	2.04	3.82	5.26	6.26	6.96	3.70	2.96	3.75	2.56	4.40	4.39	2.88	9.95	6.96	4.40	2.03
Ta	1.24	0.75	0.46	2.67	2.36	3.24	2.54	2.13	1.86	2.54	1.73	4.65	3.13	1.18	1.06	1.10	0.52
Pb	16.3	32.0	17.7	39.9	18.0	22.0	19.7	10.0	13.9	19.2	23.5	34.3	32.4	19.8	18.5	21.5	11.3
Th	13.2	3.1	11.1	37.8	13.4	12.4	46.8	6.5	5.8	6.6	17.2	33.5	26.5	15.5	12.5	10.7	8.0
U	2.8	2.8	1.8	5.9	3.6	2.8	7.4	1.9	1.0	2.3	2.5	6.8	5.5	2.9	2.6	1.5	0.8

Примечания. Номера в верхней строке: 1–3 – Нижнесанарский массив, гранодиориты; 4 – Кисегачский массив, гранит; 5–7 – Степнинский массив: 5, 6 – субщелочные кварцевые диориты, 7 – лейкогранит; 8–10 – Сыростанский массив: 8 – диорит, 9 – тоналит, 10 – гранит; 11 – Тургойский массив, тоналит (низкощелочной гранит); 12, 13 – Чесминский массив, лейкограниты; 14, 15 – Черноборский массив: 14 – кварцевый сиенит (граносиенит), 15 – лейкогранит; 16, 17 – Чернореченский массив: 16 – гранодиорит, 17 – плагιοгранит.

Концентрации петрогенных элементов определялись методом классической мокрой химии в лаборатории химических методов исследований ГИН РАН. Концентрации редкоземельных, редких и рассеянных элементов определялись на масс-спектрометре с ионизацией индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) PlasmaQuad-2 (Англия).



Рис. 2. Диаграмма AFM для проб гранитоидов Восточного Урала.

1–8 – массивы: 1 – Нижнесанарский, 2 – Кисегачский, 3 – Степнинский, 4 – Сыростанский, 5 – Тургойский, 6 – Чесминский, 7 – Черноборский, 8 – Чернореченский. Граница полей по [28].

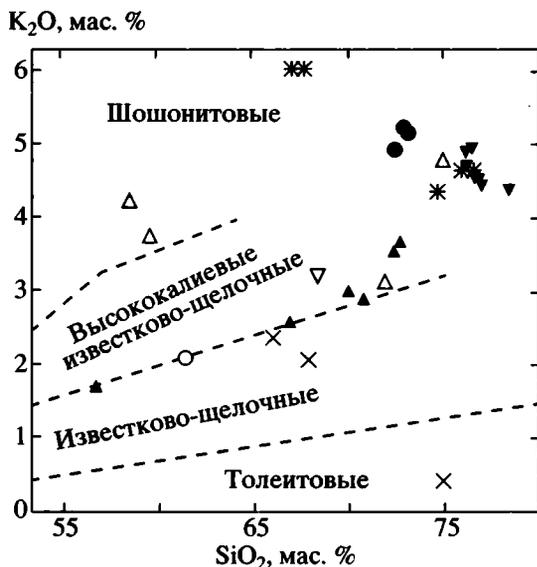


Рис. 3. Диаграмма зависимости содержания  $K_2O$  от  $SiO_2$  в пробах гранитоидов Восточного Урала с полями основных серий магматических горных пород по [35]. Условные обозначения см. на рис. 2.

Уральской – Степнинский, Черноборский, Чернореченский и Чесминский, в Зауральской – Нижнесанарский массив (рис. 1). Краткая характеристика массивов, их петрографического состава и особенностей строения приведена в таблице 1.

#### Химический состав гранитоидов

Содержание петрогенных и редких элементов в гранитоидах изученных массивов приведены в таблице 2 и на серии диаграмм, которые демонстрируют некоторые наиболее общие черты химического состава пород.

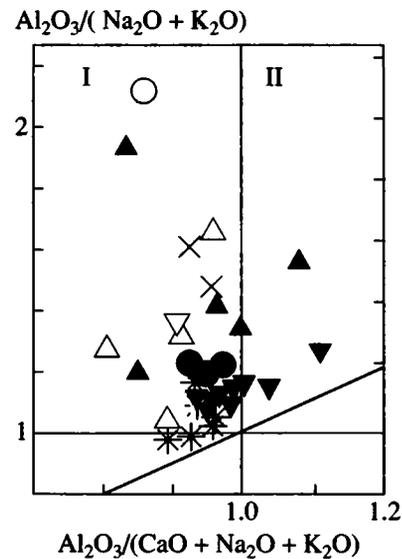


Рис. 4. Диаграмма зависимости величины  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$  от  $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$  [31] для проб гранитоидов Восточного Урала.

Условные обозначения см. на рис. 2.

Поля: I – низкоглиноземистые, II – высокоглиноземистые.

#### Петрогенные элементы

Использование диаграмм, составленных по концентрациям петрогенных элементов, показывает, что фигуративные точки гранитоидов различных формационных типов образуют единое облако. На диаграмме AFM породы всех гранитоидных массивов попадают в поле известково-щелочной серии (рис. 2), а на диаграмме  $SiO_2-K_2O$  – в поле известково-щелочных и высококальциевых известково-щелочных пород (рис. 3). Исключение составляют кварцевые сиениты Черноборского и субщелочные кварцевые диориты Степнинского массивов, которые располагаются в шошонитовой области. Гранитоиды всех изученных массивов недосыщены Al относительно суммы  $(Ca + Na + K)$  (рис. 4).

#### Элементы-примеси

Содержание элементов-примесей в породах изученных массивов в целом близко к содержанию этих элементов в верхней континентальной коре, а отклонения не превышают одного порядка (за исключением Чесминского и Черноборского массивов). На диаграммах распределения элементов-примесей, нормированных по составу верхней континентальной коры, выделяются два типа спектров (рис. 5). Первый характерен для пород Сыростанского, Тургойского, Степнинского (за исключением пород внешнего кольца) и Чернореченского массивов, в которых отмечается некоторый избыток Ba и Sr, а также дефицит Rb на фоне ровного распределения других эле-

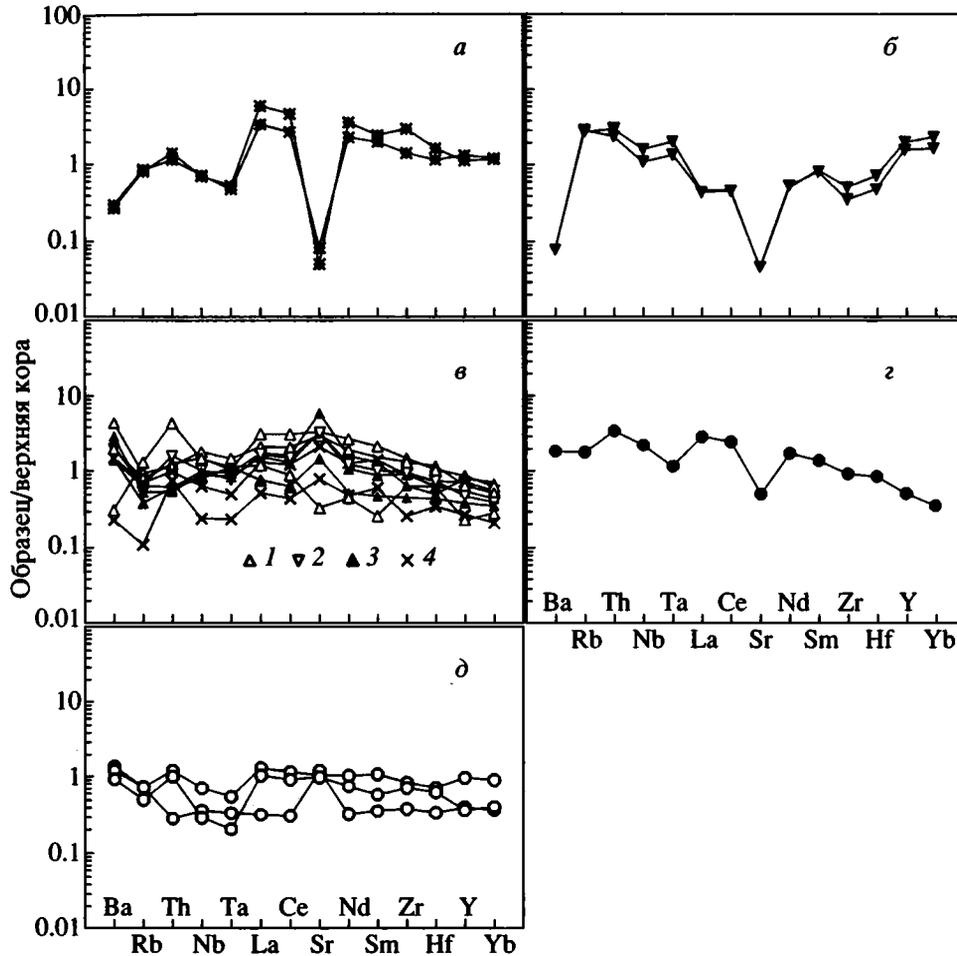


Рис. 5. Распределение элементов-примесей в пробах гранитоидов Восточного Урала: а – Черноборский, б – Чесминский, в – Степнинский (1), Тургойский (2), Сыростанский (3), Чернореченский (4), з – Кисегачский, д – Нижнесанарский массивы.

Аналитические данные нормированы по составу верхней континентальной коры [15].

ментов. Второй тип распределения элементов-примесей свойствен гранитам Кисегачского, Чесминского, Черноборского массивов и внешнего кольца Степнинского массива, в которых отчетливо проявлен дефицит Sr и Ba. Величина дефицита незначительна в гранитах Кисегачского массива и становится максимальной в породах Черноборского массива. Породы этой группы неоднородны по соотношению Nb и Ta с легкими редкоземельными элементами: в гранитах Чесминского массива отмечается дефицит La и Ce, а в породах Кисегачского и Черноборского массивов – их избыток.

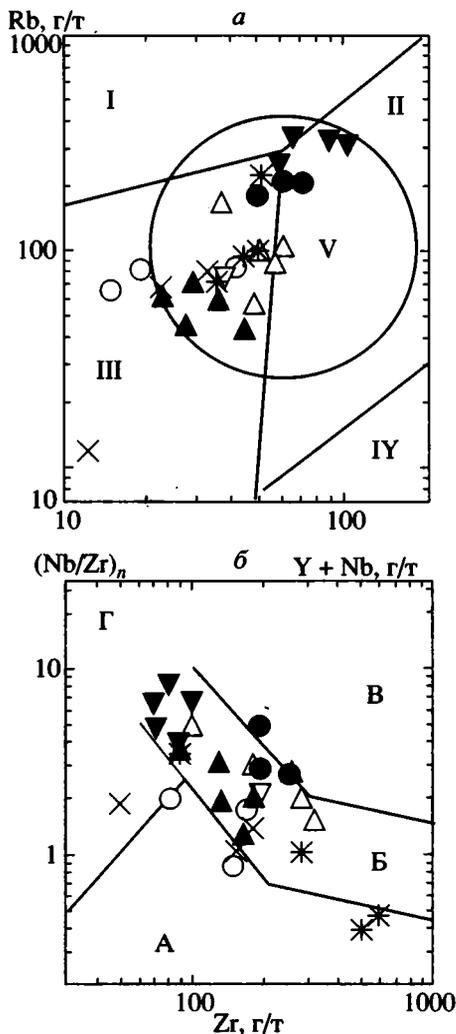
Использование традиционных дискриминантных диаграмм [33, 34, 37] показывает близость составов пород изученных гранитоидных массивов. На диаграмме Rb-(Y + Nb) (рис. 6, а) точки исследованных образцов гранитоидов группируются в правом верхнем углу поля гранитов островных дуг, часть анализов попадает в поля внутриплит-

ных и синколлизийных гранитов. Область диаграммы, занимаемая точками исследованных образцов, выделяется в работе [33] как поле постколлизийных гранитов. На диаграмме (Nb/Zr)<sub>n</sub>-Zr (рис. 6, б) большая часть точек гранитов попадает в поле магматических пород, образующихся в обстановке коллизии континент-континент.

#### Редкоземельные элементы

Распределения редкоземельных элементов в породах изученных массивов различаются проявлением отчетливой отрицательной европиевой аномалии в одних гранитах и ее отсутствием в других (рис. 7). К первым относятся граниты Кисегачского, Черноборского и Чесминского массивов, а также внешнего кольца Степнинского массива. Ко вторым – гранитоиды остальных массивов.

Наличие отчетливой отрицательной Eu-аномалии в гранитах первой группы коррелируется с



**Рис. 6.** Дискриминантные диаграммы для проб гранитоидов Восточного Урала: *a* – диаграмма Rb–(Y + Nb) [33]; *b* – диаграмма (Nb/Zr)<sub>n</sub>–Zr [37]. Римские цифры на диаграмме *a* – поля гранитов: I – синколлизийных, II – постколлизийных, III – внутриплитных, IV – островных дуг, V – океанических хребтов. Буквы на диаграмме *b* обозначают поля пород: А – зон субдукции (островные дуги и континентальные окраины), Б – зоны коллизии континент–континент, В – внутриплитные щелочные провинции (континентальные рифты и океанические острова), Г – высокоглиноземистых пород зон коллизии континент–континент. Условные обозначения см. на рис. 2.

переменным дефицитом Sr и Ba, что, вероятно, объясняется фракционированием полевых шпатов из расплава. Для гранита Кисегачского массива также допускается образование исходного расплава в равновесии с полевошпатовым реститом, о чем свидетельствует умеренность Eu-аномалии и весьма слабый дефицит Ba. Изменчивое La / Yb-отношение в гранитах объясняется фракционированием различных акцессорных минералов, что подтверждается переменными соотношениями Th с легкими, а Zr и Hf – с тяжелыми РЗЭ.

Гранитоиды второй группы, не имеющие отрицательной Eu-аномалии, характеризуются выдержанными La/Yb-отношениями и более ровным спектром распределения редких элементов относительно верхней континентальной коры.

Таким образом, распределение элементов-примесей в гранитоидах исследованных массивов указывает на образование большинства исследованных пород из слабо дифференцированных расплавов. К ним относятся гранитоиды Сыростанского, Тургойского, Степнинского, Чернореченского и Нижнесанарского массивов, которые наследуют от исходного расплава распределение редких и рассеянных элементов. В то же время граниты Чесминского и Черноборского массива, а также внешнего кольца Степнинского массива, напротив, являются результатом значительной дифференциации исходных расплавов. Поэтому распределение элементов-примесей в этих породах не соответствует исходному расплаву.

### ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

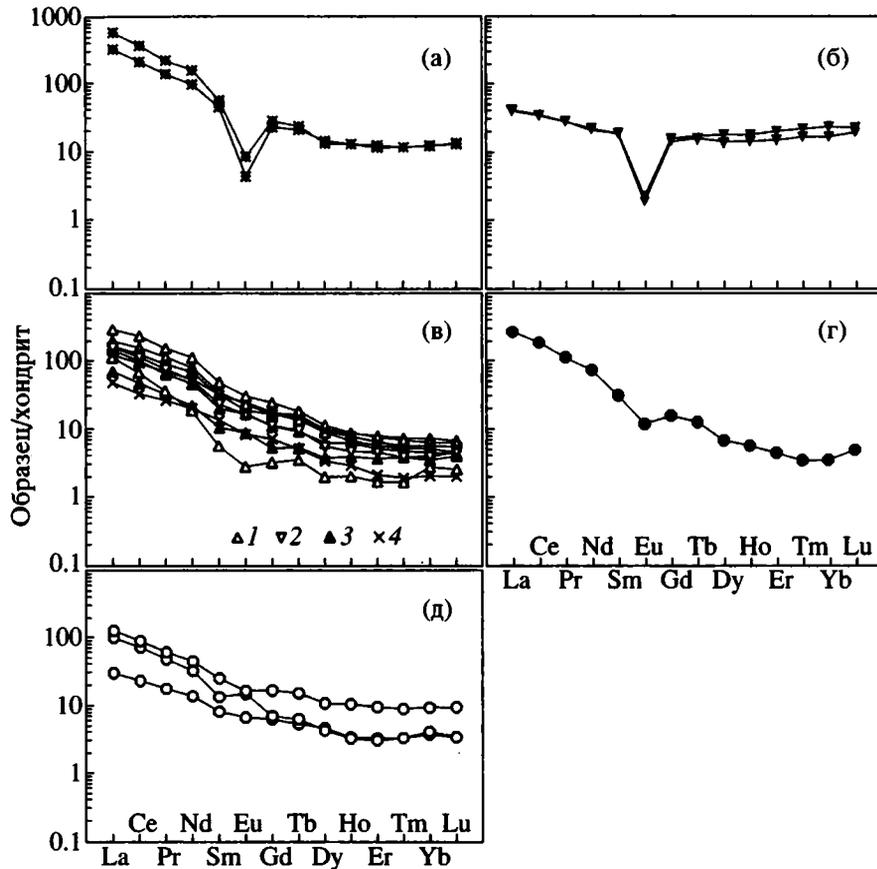
Изотопные исследования проводились для определения первичных изотопных составов Sr и Nd и вычисления Nd-модельных возрастов гранитов. Результаты изучения Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем приведены в таблице 3 и на рисунках (рис. 8, 9); в таблице 4 дана краткая характеристика образцов гранитоидов, исследованных изотопными методами. Для точных расчетов изотопных параметров необходимы геохронологические данные о возрасте гранитоидов, которые требуют предварительного рассмотрения.

### Геохронология гранитоидов

Возраст большинства изученных гранитоидных массивов определен с большой погрешностью. Для некоторых массивов геохронологические данные отсутствуют.

Надежные геохронологические данные имеются только для Кисегачского массива, изотопный возраст которого по результатам K–Ar и Rb–Sr датирования составляет 265 млн. лет [13].

Изотопный возраст Сыростанского массива определен по отдельным зернам циркона термояонным методом, который позволяет по измеряемому отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  получать достоверные результаты только в случае конкордантности  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  возрастов. Таким образом, эти данные нуждаются в проверке классическим U–Pb методом. Для гранитов Джабыкского и Мурзинского массивов сравнение результатов Rb–Sr датирования по валовым пробам и Pb–Pb – по циркону показало их хорошее совпадение [32]. На этом основании можно предполагать, что Pb–Pb датировка гранитов Сыростанского массива в  $327 \pm 4$  млн. лет близка к истинному возрасту [11].



**Рис. 7.** Распределение редкоземельных элементов в пробах гранитоидов Восточного Урала: а – Черноборский, б – Чесминский, в – Степнинский (1), Тургойский (2), Сыростанский (3), Чернореченский (4), г – Кисегачский, д – Нижнесанарский массивы.

Аналитические данные нормированы по хондриту C1 [36].

Тургойский массив по геофизическим данным образует единое тело с Сыростанским массивом, с которым имеет и сходные геохимические характеристики. Поэтому возраст Тургойского массива принимается равным возрасту гранитов Сыростанского массива.

Возраст пластового комплекса, в состав которого входит Чернореченский массив, определен К-Аг-методом в 310–330 млн. лет [10]. Изотопный К-Аг возраст собственно Чернореченского массива составляет 334–335 млн. лет [9]. Однако этот результат был получен по валовым пробам и не может считаться надежным. Для расчета первичных изотопных характеристик в настоящей работе за возраст массива принят средний возраст пластового комплекса – 320 млн. лет.

Результаты К-Аг изотопного датирования Степнинского массива противоречивы. При изучении слюд было сделано заключение о возрасте массива в 280 млн. лет [10]. Позднее при датировании слюд и амфиболов были получены возрасты 300–320 млн. лет [12], которые представляются более достоверными. Для расчета изотопных

характеристик в настоящей работе используется значение 310 млн. лет.

Возраст Нижнесанарского массива по результатам К-Аг датирования принимается равным 430 ± 20 млн. лет [3].

Геохронологические данные о возрасте Черноборского массива в литературе отсутствуют. Изотопный Rb-Sr возраст исследованных образцов массива по двухточечной изохроне составляет 340 млн. лет. Однако такая оценка явно завышена, поскольку первичный изотопный состав стронция, определяемый данной изохроной, получается ниже такового в метеоритах. Таким образом, достоверной оценки возраста массива в настоящее время не существует. Для расчета первичных изотопных характеристик гранитоидов массива условно принимается значение 300 млн. лет.

Результаты К-Аг датирования слюд из гранитов Чесминского массива дают возраст 260 млн. лет [10]. Однако нельзя исключить, что данная оценка возраста является омоложенной. Из-за отсутствия других данных о возрасте массива для расчета первичных изотопных характеристик датировка 260 млн. лет принимается условно.

Таблица 3. Результаты Rb-Sr и Sm-Nd изотопного изучения проб гранитоидов Южного Урала

Образец	T, млн. лет	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{DM}}$
СЫР-2	327	42.7	1055.4	0.1169	0.70417	0.7036	-7.02	3.59	25.2	0.08625	0.512415	0.26	0.88
СЫР-3	327	62.2	464.8	0.3873	0.70531	0.7035	-8.70	2.15	13.8	0.09420	0.512429	0.20	0.92
СЫР-7	327	40.6	2130.4	0.0552	0.70354	0.7033	-11.83	7.73	46.7	0.10003	0.512568	2.67	0.78
ТУР-1	327	65.7	1127.5	0.1685	0.70489	0.7041	-0.21	4.54	32.1	0.08532	0.512461	1.20	0.82
КИС-1	265	177.7	173.8	2.9576	0.72115	0.7100	82.42	5.92	42.4	0.08451	0.511739	-13.75	1.66
ЧСМ-11	260	288.0	21.0	39.73	0.95215	-	-	5.61	20.6	0.16450	0.512633	0.97	0.98*
ЧРР-3	320	103.4	864.9	0.3461	0.70642	0.7048	10.16	6.96	37.7	0.11165	0.512467	0.14	1.02
СТП-8/1	310	82.3	1151.2	0.2068	0.70580	0.7049	10.62	8.86	64.2	0.08340	0.512437	0.56	0.84
СТП-8/2	310	162.7	1098.4	0.4285	0.70625	0.7044	3.12	7.09	50.7	0.08447	0.512410	0.00	0.87
ЧРБ-1	300	78.8	16.5	13.84	0.76532	-	-	9.52	82.1	0.07010	0.512472	1.61	0.96*
ЧРБ-5	300	92.4	28.9	9.26	0.74334	-	-	7.80	53.0	0.08909	0.512510	1.63	0.96*
НСАН-1	430	69.3	400.0	0.5014	0.70874	0.7057	23.71	4.88	27.0	0.10910	0.512345	-0.90	1.17

Примечания. 1. Возраст массивов принят по результатам обсуждения имеющихся геохронологических данных (см. текст). 2. Погрешности значений  $^{85}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ( $2\sigma_{\text{ед}}$ ) составляют менее 1.5% и менее 0.1% соответственно. Погрешности значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $2\sigma_{\text{ед}}$ ) не превышают 0.005% и 0.003% соответственно. 3. В расчетах  $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  использовались следующие параметры ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>UR</sub> = 0.0816, ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>UR</sub> = 0.7045, ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>CHUR</sub> = 0.1967, ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>CHUR</sub> = 0.512638. Для вычисления Nd-модельного возраста использовались следующие параметры истощенной мантии:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  = 0.21365,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  = 0.513151. 4. \* - двустадийный Nd-модельный возраст вычислялся с использованием значения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  = 0.12. 5. Прочерки в ячейках заменяют ненадежные данные.

Изотопные исследования проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Навеска проб составляла 200–300 мг, изотопные трассеры  $^{85}\text{Rb}$ – $^{84}\text{Sr}$  и  $^{149}\text{Sm}$ – $^{150}\text{Nd}$  добавлялись к образцам до разложения. Химическое разложение проб проводилось в стальных бомбах с фторопластовыми вкладышами в смеси HF–HNO<sub>3</sub> при температуре 170°C. После выпаривания пробы переводились в хлорид. Хроматографическое выделение Rb и Sr проводилось на смоле Dowex 50 × 8 в колонках емкостью 3.5 мл в среде 2.3N HCl. Выделение Sm и Nd проводилось в две ступени. Сумма редкоземельных элементов выделялась на смоле BioRad 50 × 8 ступенчатым элюированием 2.3N и 4.6N HCl. Разделение Sm и Nd проводилось ступенчатым элюированием 0.1N и 0.3N HCl на носителе Kelf, покрытом HDEHP. Масс-спектрометрические измерения проводились на многоколлекторном термоионизационном приборе VG Sector 54 (Англия). Анализ Rb, Sr и Sm проводился в мультиколлекторном статическом режиме. Измерение изотопного состава Nd проводилось в мультиколлекторном динамическом режиме. Воспроизводимость изотопного анализа контролировалась повторными измерениями международных стандартов SRM-987 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  = 0.71025 ± 3,  $2\sigma_{\text{ед}}$  по 8-ми измерениям) и LaJolla ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  = 0.511852 ± 15,  $2\sigma_{\text{ед}}$  по 7-ми измерениям).

### Вариации первичного изотопного состава Sr и Nd

Для решения многих изотопно-геохимических задач погрешность первичного изотопного состава стронция должна быть не более ±0.001, а неодима – ±0.000025. Такому уровню точности для большинства изученных образцов соответствует погрешность возраста порядка ±25 млн. лет.<sup>1</sup> Это условие выполняется для большинства массивов, за исключением Черноборского и Чесминского. Поэтому стронциевые изотопные данные по

<sup>1</sup> Точность и надежность вычисленных по современным значениям первичных изотопных составов Sr и Nd зависит от точности и надежности определения изотопного возраста образца и количества радиоактивного изотопа, определяющего величину радиогенной добавки. Приблизительное соотношение между погрешностью возраста и погрешностью вычисляемого первичного изотопного состава определяется по формуле:  $\pm\Delta T \approx \pm\lambda^{-1}(\Delta I/R)$ , где  $\Delta T$  – погрешность возраста,  $\lambda$  – константа распада,  $\Delta I$  – абсолютная погрешность первичного изотопного состава Sr или Nd, R – количество радиоактивного изотопа в форме  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  или  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ .

этим массивам из дальнейшего обсуждения исключены.

Значения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> в изученных гранитоидах низкие и составляют 0.703–0.706, что косвенно указывает на молодой возраст корового источника гранитов. Исключением является образец из Кисегачского массива с первичным изотопным составом стронция 0.710, превышающим ранее определенные значения – 0.706–0.708 [13]. Сравнительно высокое значение ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> может быть следствием присутствия значительного количества древнего корового материала в источнике кисегачских гранитов.

Первичные изотопные составы неодима, выраженные в единицах  $\epsilon$ , для большинства изученных гранитов высокие и находятся в диапазоне от 0 до +2.7, который является очень узким для такого большого региона. В этот интервал не входят значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  для гранитоидов Кисегачского (-13.68) и Нижнесанарского (-0.9) массивов, которые имеют и более высокие величины ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> (см. табл. 3).

Таблица 4. Координаты и краткая характеристика образцов гранитоидов, исследованных изотопными методами

Образец	Координаты	Порода
СЫР-2	55°04, 61' с.ш. 59°50, 88' в.д.	Тоналит средне-крупнозернистый биотитовый; акцессорные минералы: циркон, сфен, магнетит, эпидот
СЫР-3	»	Гранит средне-крупнозернистый биотитовый; акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, магнетит, эпидот
СЫР-7	»	Диорит среднезернистый амфибол-биотитовый; акцессорные минералы: апатит, магнетит
ТУР-1	55°11, 39' с.ш. 60°03, 32' в.д.	Тоналит крупнозернистый биотит-амфиболовый; акцессорные минералы: сфен, апатит, эпидот
КИС-1	55°00, 00' с.ш. 60°22, 13' в.д.	Гранит среднезернистый биотитовый; акцессорные минералы: циркон, ортит, апатит, гранат
ЧСМ-11	53°45, 00' с.ш. 60°33, 34' в.д.	Гранит лейкократовый средне-крупнозернистый биотитовый; акцессорные минералы: гранат, эпидот
ЧРР-3	54°00, 10' с.ш. 60°41, 61' в.д.	Гранодиорит крупнозернистый биотитовый; акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит, эпидот
СТП-8/1	54°03, 00' с.ш. 60°23, 00' в.д.	Диорит мелкозернистый субщелочной кварцевый биотит-амфиболовый; акцессорные минералы: сфен, эпидот, апатит
СТП-8/2	»	Диорит среднезернистый субщелочной кварцевый биотит-амфиболовый; акцессорные минералы: сфен, эпидот, апатит
ЧРБ-1	53°55, 00' с.ш. 60°32, 00' в.д.	Кварцевый сиенит крупнозернистый биотит-амфиболовый; акцессорные минералы: сфен, апатит, эпидот
ЧРБ-5	53°52, 00' с.ш. 60°27, 00' в.д.	Гранит лейкократовый среднезернистый биотитовый; акцессорные минералы: эпидот, магнетит, гранат
НСАН-1	54°06, 85' с.ш. 61°13, 40' в.д.	Гранодиорит крупнозернистый амфибол-биотитовый; акцессорные минералы: сфен, апатит, магнетит, эпидот

### Nd-модельные возрасты

Ключевой принцип, положенный в основу теории Nd-модельного возраста гранитов, заключается в наследовании гранитом Sm/Nd-отношения источника [18]. Если установлено, что при образовании гранита Sm/Nd-отношение изменилось вследствие дифференциации расплава, Nd-модельный возраст определяется по так называемой двухстадийной модели: сначала вычисляется отношение  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ , а затем производится расчет модельного возраста по среднекоровому значению  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ .

Как было показано выше, из всех исследованных пород только гранитоиды Чесминского и Чернорборского массивов имеют дифференцированные составы элементов-примесей. Поэтому для расчета их Nd-модельного возраста применен двухстадийный подход, все другие результаты получены стандартным методом. В таблице 3 стандартные и двухстадийные Nd-модельные возрасты приведены в одном столбце. Далее эти значения обсуждаются как окончательный результат без дополнительных уточнений.

Полученные Nd-модельные возрасты большей части исследованных гранитоидов имеют узкий диапазон значений – от 0.78 до 1.02 млрд. лет. За пределами этого интервала оказываются модельные датировки образцов из Кисегачского

(1.66 млрд. лет) и Нижнесанарского (1.17 млрд. лет) массивов.

### СОСТАВ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КОРЫ ВОСТОЧНОГО УРАЛА

Геохимические и изотопные характеристики гранитоидов в значительной мере унаследованы от континентальной коры, из которой происходило их выплавление. Обобщение полученных данных дает возможность реконструировать химический состав, происхождение и возраст различных сегментов континентальной коры Восточного Урала.

#### Особенности состава коры

Главную роль в составе источника гранитоидов играли магматические или метаморфизованные магматические породы. Основанием для такого вывода является низкоглиноземистый характер гранитоидов, выражающийся в недостатке алюминия относительно суммы молекулярных количеств кальция, калия и натрия. Таким образом, в источнике гранитов была незначительная доля вещества осадочного происхождения, прошедшего хотя бы один цикл “выветривание–размыв–переотложение”, вследствие которого отношение молекулярных количеств Al к (K + Na + Ca) заметно увеличивается [23]. Кроме того, в исследован-

ных гранитоидах выдерживаются сравнительно высокие (около единицы) значения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -отношения, которые в случае существенно осадочной природы источника гранитов составляют около 0.5 [23, 35].

Магматические и метаморфизованные магматические породы низких горизонтов коры, являющиеся источником гранитоидов, относились к высококалиевой известково-щелочной и известково-щелочной сериям. Этот вывод может быть сделан на основании экспериментальных данных, показывающих, что в коровых РТ-условиях тренд дифференциации исходной магмы с определенными начальными концентрациями  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  проходит на соответствующей диаграмме вдоль поля одной магматической серии. Пересечение этим трендом границ поля возможно, если магматическая дифференциация магмы сопровождается смешением с веществом из другого источника [35].

Гранитоиды Черноборского, Степнинского массива, вероятно, имеют источник, сложенный преимущественно породами, относящимися к шошонитовой серии, или являются результатом смешения гранитной и шошонитовой магм.

### Изотопно-геохимическая неоднородность коры

Полученные Nd-модельные возрасты позволяют выделить три изотопно-геохимические провинции (рис. 10).

1. Восточно-Уральская провинция включает Магнитогорскую, Сухтелинскую и Восточно-Уральскую зоны. Модельные возрасты гранитоидов составляют 0.78–1.02 млрд. лет.

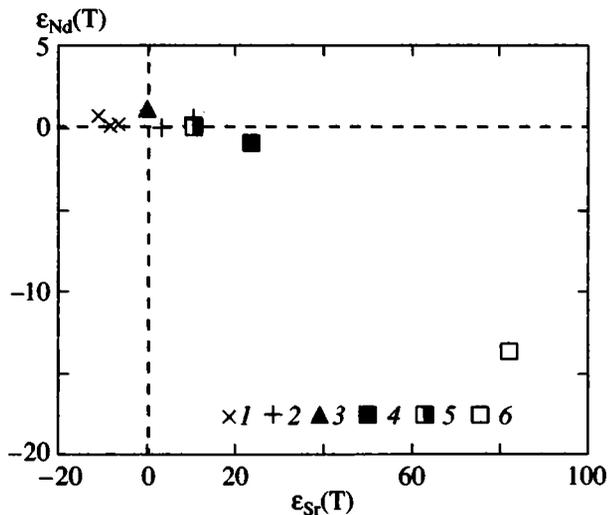


Рис. 8. Диаграмма корреляции первичных изотопных составов Sr и Nd в пробах гранитоидов Восточного Урала.

1–6 – массивы: 1 – Сыростанский, 2 – Степнинский, 3 – Тургойский, 4 – Нижнесанарский, 5 – Чернореченский, 6 – Кисегачский.

2. Ильменогорская провинция соответствует одноименной зоне. Nd-модельный возраст, определенный по образцу из Кисегачского массива, составляет 1.66 млрд. лет.

3. Зауральская провинция включает одноименную зону. Модельный возраст гранитоидов Нижнесанарского массива составляет 1.17 млрд. лет.

Необходимо отметить, что выделение Ильменогорской и Зауральской провинций сделаны в каждом случае на основании данных по одному образцу и рассматривается как предварительное и нуждающееся в дополнительной проверке.

Очертания выделенных провинций, как видно из рисунка 10, в ряде случаев не совпадают с зональностью палеозойских комплексов, что может свидетельствовать о различной структуре верхних и более низких горизонтов коры. Границы провинций установлены с различной степенью надежности. Наиболее четко разделяются Восточно-Уральская и Зауральская провинции, границей между которыми является Троицкий разлом. Граница Восточно-Уральской и Ильменогорской провинций, а также их западные ограничения во многом условны.

Изотопно-геохимическая неоднородность континентальной коры Восточного Урала может быть связана либо с различным возрастом субстрата, который служил источником гранитного расплава, либо является результатом смешения в различных пропорциях древнего и молодого корового материала, а также разновозрастного с гранитами мантийного вещества.

Вариант смешения разновозрастного и разновозрастного вещества представляется наиболее вероятным для Ильменогорской и Восточно-Ураль-

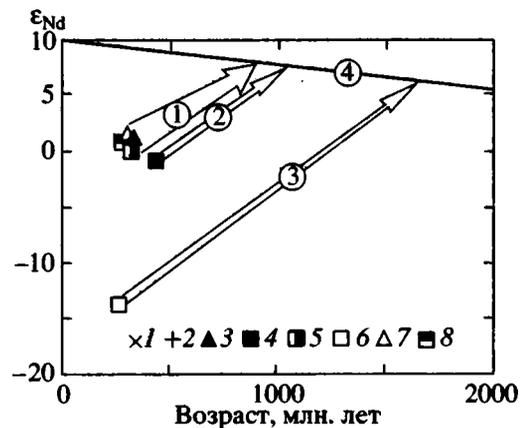


Рис. 9. Диаграмма эволюции изотопного состава Nd в главных изотопных резервуарах литосферы и положение точек проб гранитоидов Восточного Урала.

1–8 массивы: 1 – Сыростанский, 2 – Степнинский, 3 – Тургойский, 4 – Нижнесанарский, 5 – Чернореченский, 6 – Кисегачский, 7 – Черноборский, 8 – Чесмянский. Цифры в кружках – линии эволюции изотопного состава гипотетического источника: 1 – гранитоидов Восточно-Уральской, 2 – Зауральской, 3 – Ильменогорской зон, 4 – истощенной мантии.

ской провинций. Различия в их строении незначительны, а разделение, скорее всего, объясняется недостатком изотопных данных. В обеих провинциях присутствует древний и молодой коровые компоненты. Первый представлен докембрийскими метаморфическими комплексами с возрастными метаморфизма  $1928 \pm 146$ ,  $1800 \pm 50$  (Восточно-Уральская провинция),  $2080 \pm 15$  и  $1850 \pm 50$  млн. лет (Ильменогорская провинция) [7], второй – раннепалеозойскими комплексами с возрастом метаморфизма 460 млн. лет (Восточно-Уральская провинция) и среднепалеозойскими островодужными образованиями. Присутствуют также мантийные производные, представленные в некоторых массивах габброидами и монцититами (Сыростанский и Степнинской массивы). Это может свидетельствовать об участии мантийного вещества в гранитообразовании. В обеих провинциях признаки смещения разновозрастных комплексов устанавливаются в гранито-гнейсовых куполах. В изученной части Ильменогорской провинции в низких горизонтах коры доля древнего материала больше, но наличие докембрийских сиалических комплексов делает вероятным нахождение таких же блоков и в Восточно-Уральской провинции.

Неоднородность коры этих провинций подтверждается изотопными данными по гранитам Джабыкского и Мурзинского массивов Восточно-Уральской провинции, которые расположены соответственно к югу и к северу от изученного региона. В этих районах роль компонента осадочного происхождения в коре значительно увеличивается (граниты упомянутых массивов пересыщены алюминием), а возраст гранитного магматизма становится моложе [26]. В детально изученном Мурзинском массиве выявлены очень большие вариации первичного изотопного состава неодиима ( $\epsilon_{Nd}(T) = -12...+6$ ), что соответствует диапазону модельных возрастов от 1.9 до 0.53 млрд. лет соответственно. Граниты Джабыкского массива, напротив, характеризуются небольшим диапазоном первичных изотопных составов неодиима ( $\epsilon_{Nd}(T) = +0.9...+1.6$ ) и модельным возрастом 0.7 млрд. лет. Привлечение этих данных делает значительно шире диапазон модельных возрастов Восточно-Уральской провинции, что может свидетельствовать об изменении пропорций разновозрастных компонентов в источнике гранитного расплава. Другой особенностью этой провинции является заметное снижение с севера на юг роли древнего компонента в коре.

Таким образом, коровый источник гранитоидов Восточно-Уральской и Ильменогорской провинций представлял собой смесь материала вулканических островных дуг, сиалических блоков и вещества мантийного происхождения. Модельные возрасты гранитоидов в этих провинциях, по-видимому, не отражают времени образования коры

и являются суммарным выражением смещения разнородных и разновозрастных компонентов.

Для Зауральской провинции предполагается совпадение модельного возраста с возрастом субстрата. Модельный возраст гранитоидов Нижнесанарского массива – 1.17 млрд. лет может быть сопоставлен с модельными возрастными гранитов Кокчетавского массива Северо-Западного Казахстана, для которых показана значимость этих датировок как возраста образования коры [20]. Такое сопоставление подтверждается сходством позднеордовикских гранитоидов Нижнесанарского массива с разновозрастным зерендинским комплексом Кокчетавского массива.

Позднепалеозойская коллизия Восточно-Европейского и Казахстанского континентов, в результате которой сформировался Уральский покровно-складчатый пояс, находит различное выражение в строении и изотопно-геохимических характеристиках провинций Восточного Урала.

В Восточно-Уральской и Ильменогорской провинциях коллизионные процессы выражены в шарьировании островодужных и океанических комплексов на докембрийские массивы. Перемещение разновозрастного сиалического и меланократового материала сопровождалось тектономагматической переработкой аллохтонов, сложенных островодужными и океаническими комплексами, и частичной ассимиляцией вещества древних сиалических массивов. Эти процессы на заключительной стадии сопровождалось становлением гнейсово-купольных структур и массивов синколлизионных гранитоидов. Результатом явилось формирование позднепалеозойского гранитно-метаморфического слоя коры Восточного Урала. Диапазон модельных возрастов гранитоидов (0.78–1.02 млрд. лет, а с учетом данных по Мурзинскому массиву – 0.53–1.9 млрд. лет) в этих провинциях отражает изменение соотношений разновозрастных и разнородных компонентов в составе коры.

Комплексы Зауральской провинции при коллизии находились в составе крупных блоков, являвшихся фрагментами каледонид Центрального Казахстана, не подвергались значительной переработке и в конце палеозоя были включены в варисийскую структуру Урала. Предполагается, что модельный возраст гранитоидов (1.17 млрд. лет) этой провинции соответствует возрасту формирования коры.

В настоящее время имеется сравнительно небольшое количество изотопных данных, характеризующих нижние горизонты коры Урала. Поэтому намеченные неоднородности континентальной коры нуждаются в подтверждении дальнейшими широкомасштабными исследованиями.

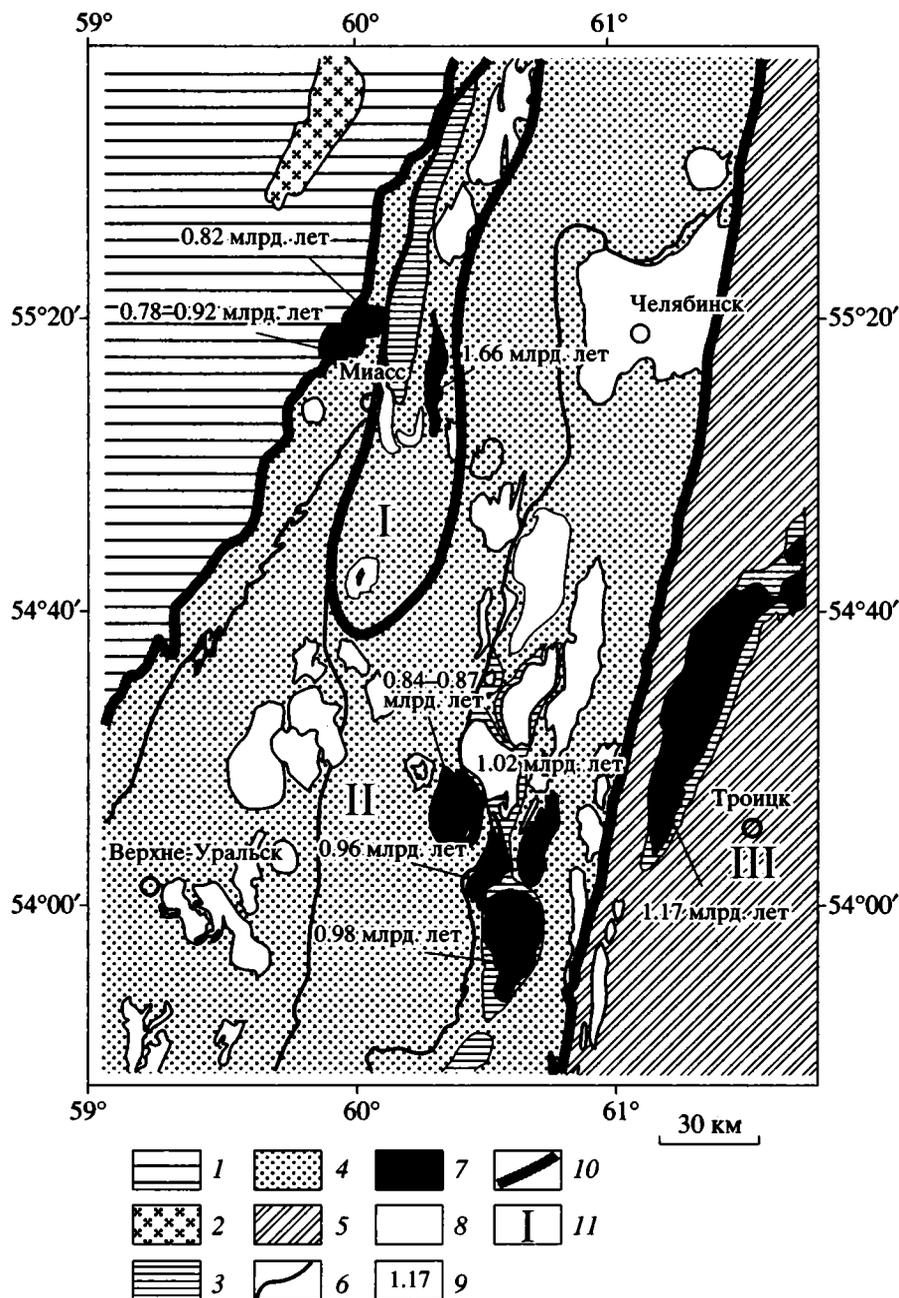


Рис. 10. Схема районирования Восточного Урала по модельным Nd-датировкам.

1, 2 – комплексы Западного Урала: 1 – верхнедокембрийские и палеозойские, 2 – нижнедокембрийские; 3–5 – комплексы Восточного Урала: 3 – докембрийские метаморфические образования, 4 – палеозойские офиолиты и вулканогенно-осадочные комплексы Магнитогорской, Сухтелинской, Ильменогорской и Восточно-Уральской зон, 5 – нижнепалеозойские образования Зауральской зоны; 6 – тектонические границы зон Восточного Урала; 7 – массивы гранитоидов, изученные изотопно-геохимическими методами; 8 – прочие гранитоидные и гранито-гнейсовые массивы; 9 – Nd-модельные возрасты изученных массивов; 10 – границы изотопно-геохимических провинций Восточного Урала; 11 – изотопно-геохимические провинции Восточного Урала: I – Ильменогорская, II – Восточно-Уральская, III – Зауральская.

## ВЫВОДЫ

Изучение изотопно-геохимических характеристик палеозойских гранитоидов позволяет сделать следующие выводы и предположения о составе и строении нижних горизонтов континентальной коры Восточного Урала:

1. Геохимические особенности гранитоидов свидетельствуют, что континентальная кора в изученной части Восточного Урала сложена переработанными преимущественно магматическими комплексами, средний состав которых соответствует породам высококальциевой известково-

щелочной и известково-щелочной серий. Доля материала осадочного происхождения в коре была незначительной.

2. Выделены изотопно-геохимические провинции, различающиеся по Nd-модельным возрастам гранитоидов: Восточно-Уральская (0.78–1.02 млрд. лет), Ильменогорская (1.66 млрд. лет) и Зауральская (1.17 млрд. лет).

3. Позднепалеозойская кора первых двух провинций образована тектонической смесью разновозрастных переработанных океанических и островодужных комплексов с древними сиалическими блоками. Модельные возрасты гранитоидов этих провинций не отражают времени формирования коры и являются суммарным выражением смешения разнородных и разновозрастных компонентов.

4. Кора Зауральской провинции, являющаяся более древней, образована докембрийскими и нижнепалеозойскими комплексами, которые принадлежали каледонидам Северо-Западного Казахстана. Модельный возраст гранитоидов этой провинции, скорее всего, соответствует возрасту формирования коры.

Авторы благодарят Н.Б. Кузнецова, А.В. Тевелева за активное содействие в проведении полевых исследований и обсуждении результатов, С.Ю. Орлова за участие в предварительной подготовке проб и Д.З. Журавлева за помощь в определении концентраций элементов-примесей. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 97-05-64914) и проектов конкурса-экспертизы 1997 г. молодых ученых РАН (руководители К.Н. Шатагин, К.Е. Дегтярев).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатов В.И. Гранитоиды Южного Урала с "мантейными" изотопными отношениями стронция // XV симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова, 24–27 ноября 1998 г. Тезисы докладов. М.: ГЕОХИ, 1998. С. 33.
2. Богатов В.И., Костицын Ю.А. Rb-Sr изотопный возраст и геохимия гранитоидов на севере Магнитогорского прогиба, Южный Урал // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 2. С. 34–41.
3. Дегтярев К.Е., Куренков С.А., Кузнецов Н.Б. и др. Проблемы выделения каледонид Зауралья (Южный Урал) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 118–127.
4. Иванов К.С., Иванов С.Н., Кренер А. Главная гранитная ось Урала: геодинамическая модель формирования // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектонического совещания. Т. I. М.: ГЕОС, 1989. С. 215–217.
5. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Sm-Nd изотопные провинции Центральной Азии // Докл. АН. 1996. Т. 348. №2. С. 220–222.
6. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
7. Краснобаев А.А., Нечехин В.М., Давыдов В.А., Соколов В.В. Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы // Уральский минералогический сборник. 1998. № 8. С. 112–117.
8. Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. Покровная структура Сысертско-Ильменогорской зоны Восточного Урала // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 5.
9. Лозовая Л.С., Гаррис М.А., Гревцова А.П. Герцинский цикл магматизма и метаморфизма на Урале // Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1972. С. 98–114.
10. Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: ЛГУ, 1965. 164 с.
11. Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б. и др. Изотопное датирование Сыростанского гранитоидного массива: вклад в изучение истории развития Главного уральского глубинного разлома (предварительные данные) // Проблемы петрогенезиса и рудообразования: Тез. докладов научной конференции "Чтения А.Н. Заварицкого" (12–13 марта 1998 г., Екатеринбург). Екатеринбург: ИГиГ УРО РАН, 1998. С. 106.
12. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / (Ред. Г.Б. Ферштатер). Миасс: ИГиГ им. А.Н. Заварицкого, 1994. 250 с.
13. Ронкин Ю.Л., Бушляков И.Н., Ангун Ф. и др. K-Ar и Rb-Sr изотопная систематика гранитоидов Кисегачского массива ильменогорского комплекса // Гранитные вулcano-плутонические ассоциации: Тез. докладов Всероссийского совещания. Сыктывкар. 21–23 мая 1997 г. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 44–46.
14. Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: УНЦ РАН, 1994. 142 с.
15. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
16. Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизийной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.
17. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин В.Е. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизийных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
18. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
19. Хаин В.Е. Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов // Геотектоника. 1989. № 5. С. 38–51.
20. Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Астраханцев О.В. Изотопный состав Sr и Nd в гранитоидах Кокчетавского массива // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 4.
21. Arndt N.T., Goldstein S.L. Use and abuse of crust-formation ages // Geology. 1987. V. 15. № 10. P. 893–895.
22. Ayers M., Harris N. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites // Chem. Geol. 1997. V. 139. № 2. P. 249–269.

23. *Chappell B.W., White A.J.R.* I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 1992. V. 83. № 1. P. 1–26.
24. *DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert G.* The continental crust age distribution: Methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № B2. P. 2071–2088.
25. *Galan G., Pin C., Duthou J.L.* Sr-Nd isotopic record of multistage interactions between mantle-derived magmas and crustal components in a collision context – the ultramafic-granitoid association from Viveri (Hercynian Belt, NW Spain) // *Chem. Geol.* 1996. V. 131. № 1–4. P. 67–91.
26. *Gerdes A., Montero P., Bea F. et al.* Late-orogenic continental-type granites of the Urals: Composition, age and petrogenesis implications // *European Union of Geosciences 28<sup>th</sup> March–1<sup>st</sup> April 1999. Strasbourg (France): Abstracts.* 1999. P. 673.
27. *Holden P., Halliday A.N., Stephens W.E.* Neodimium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production // *Nature.* 1987. V. 330. P. 53–56.
28. *Irvine T.M., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.* 1971. V. 8. P. 523–548.
29. *Keay S., Collins W.J., McCulloch M.T.* A 3-Component Sr-Nd Isotopic Mixing Model for Granitoid Genesis, Lachlan Fold Belt, Eastern Australia // *Geology.* 1997. V. 25. № 4. P. 307–310.
30. *Knesel K.M., Davidson J.P.* Isotopic disequilibrium during melting of granite and implications for crustal contamination of magmas // *Geology.* 1996. V. 24. № 3. P. 243–246.
31. *Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
32. *Montero P., Gerdes A., Bea F. et al.* Single-zircon stepwise evaporation <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb and Rb-Sr dating of major Uralian batholiths: Constraints on the timing of deformation and granite generation // *European Union of Geosciences 28<sup>th</sup> March–1<sup>st</sup> April, 1999. Strasbourg (France): Abstracts.* 1999. P. 672–673.
33. *Pearce J.A.* Sources and setting of granitic rocks // *Episodes.* 1996. V. 19. № 4. P. 120–125.
34. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. Pt. 4. P. 956–9837
35. *Roberts M.P., Clemens J.D.* Origin of high-potassium, calc-alkaline I-type granitoids // *Geology.* 1993. V. 21. № 9. P. 825–828.
36. *San S.S.* Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. № 1. P. 179–192.
37. *Thieblemont D., Tegyey M.* Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calcoalkalins // *Geomatériaux (Petrology).* 1994. C. R. Acad. Sci. Paris. V. 319. Serie II. P. 87–94.
38. *Turpin L., Cuney M., Friedrich M., Bouchez J.-L., Aubertin M.* Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in N.W. French Massif Central: implications for crustal history reconstructions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. № 2. P. 163–172.

## The Heterogeneity of the Continental Crust in the Eastern Urals: The Results of an Isotope-Geochemical Study of Paleozoic Granitoids

K. N. Shatagin<sup>1</sup>, O. V. Astrakhantsev<sup>2</sup>, K. E. Degtyarev<sup>2</sup>, and M. V. Luchitskaya<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 109017 Russia*

<sup>2</sup> *Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

The basic features of the composition and structure of the lower layers of the continental crust in the Eastern Urals were reconstructed based on the results of an isotope-geochemical study of eight Paleozoic granitoid complexes of the region. The crust in the region is composed of altered, predominantly magmatic rocks, whose average compositions correspond to those of high-potassium calc-alkaline and calc-alkaline rock series. A number of isotope-geochemical provinces have been recognized in the Eastern Urals on the basis of differences in the Nd model ages of granitoids. The crust in the Eastern Urals ( $T_{DM} = 0.78\text{--}1.02$  billion years) and Il'men' Mountains ( $T_{DM} = 1.66$  billion years) provinces is composed of a tectonic mixture of reworked oceanic and island-arc complexes of various ages with the material of ancient sialic blocks. The model ages of the granitoids there do not reflect the time of crust formation but rather the combined effect of mixing various complexes of different ages. The crust in the Transural province ( $T_{DM} = 1.17$  billion years) consists of predominantly Precambrian and Early Paleozoic complexes, which are probably fragments of the Caledonian basement of north-western Kazakhstan. The model age of granitoids in the Transural province obviously corresponds to the time of crust formation.

## УРАЛЬСКИЙ ПАЛЕО ОКЕАН В ДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ (ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ)

© 2000 г. В. С. Буртман, Г. З. Гурарий, А. В. Дворова, Н. Б. Кузнецов, С. В. Шипунов

*Геологический институт РАН, 109017 Москва*

Поступила в редакцию 25.05.99 г.

Ранне-среднепалеозойский Уральский океан отделял Европейский (Балтийский) континент от Сибирского континента и Казахстанского сиалического блока. В раннем девоне–эйфеле в Уральском океане находилась Ирландская энзиматическая вулканическая дуга. Мы изучили на Южном Урале палеомагнетизм ранне-среднедевонских пород на трех участках. На участке Сибай (52°45' с.ш., 58°35' в.д.), расположенном в Магнитогорской тектонической зоне, были исследованы глубоководные отложения, которые перекрыли погруженную Ирландскую вулканическую дугу. На участке Тобол (52°22' с.ш., 61°40' в.д.) в Зауральской Денисовской зоне изучены породы, сформированные на краю Казахстанского сиалического массива, а на участке Кага (53°35' с.ш., 57°40' в.д.) – породы из краевой зоны Европейского палеозойского континента.

По полученным палеомагнитным данным, окраинная зона Казахстанского сиалического блока, обращенная к Уральскому океану, имела в девоне восток-юго-восточное простирание, а Ирландская энзиматическая вулканическая дуга была юго-юго-восточного простирания. Тобольский участок на окраине Казахстанского блока был на широте  $20.6 \pm 3.8^\circ$ , Сибайский участок Ирландской дуги – на широте  $-5.0 \pm 3.4^\circ$ . Океаническое пространство между Ирландской дугой и Казахстанским блоком имело ширину в  $25.6 \pm 4.1^\circ$  ( $2800 \pm 450$  км) в направлении палеомеридиана, Ирландская дуга находилась недалеко от Европейского континента.

### ВВЕДЕНИЕ

Ранне-среднепалеозойский Уральский океан рассматривают как часть океана Палео-Тетис [6], Палеоазиатского океана [12], Ханты-Мансийского задугового океанического бассейна [21, 27, 28] или как продолжение Туркестанского океана [2, 8]. В девонское время Уральский океан отделял Европейский (Балтийский) континент от Сибирского континента и Казахстанского микроконтинента. Последний можно рассматривать также как энсиалическую островную дугу [27, 28]. В океане между Европейской и Казахской крупными сиалическими массами находились энзиматические вулканические дуги: Ирландская дуга в раннем девоне – эйфеле и Магнитогорская дуга в живетское – позднедевонское время [7, 8, 15, 23].

На Южном Урале палеомагнетизм ранне-среднедевонских пород изучили на трех участках. Участки Сибай и Тобол (рис. 1) расположены на восточном склоне, участок Кага – на западном склоне Урала. На участке Сибай были исследованы верхнеэйфельские глубоководные отложения, которые перекрыли погруженную Ирландскую вулканическую дугу. На участке Тобол изучены породы эйфеля, сформированные на краю Казахстанского сиалического массива, а на участке Кага – породы эмса из краевой зоны Европейского палеозойского континента.

### ОБЪЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

**Тобол.** Участок Тобол (см. Т, рис. 1) находится в Зауральской Денисовской тектонической зоне. После закрытия в силуре Денисовского раннепалеозойского океанического бассейна Зауральская зона стала окраинной зоной Казахстанского сиалического блока. В девонское время в этой зоне формировались вулканогенно-терригенные отложения. Они обнажены в долине р. Тобол у сел. Гришанка (52°22' с.ш., 61°40' в.д.), где слагают блок, граничащий по тектоническим контактам с ордовикскими офиолитами [16]. Разломы на границах блока и слои девонских пород в нем имеют меридиональное простирание, ширина блока – 700 м. Он сложен зелеными и лиловыми туфоконгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Преобладают грубообломочные породы. В аргиллитах содержатся обломки криноидей, в брекчии – брахиоподы. А.А. Зотовым в 1935 г. в этих породах был найден *Spirifer elegans* Rein., распространенный в отложениях эмса–эйфеля. Обильную фауну брахиопод, трилобитов, кораллов и мшанок собрали в 50-х годах В.П. Горский и П.А. Литвин ниже по долине реки в обнажениях подобных пород, ныне затопленных водохранилищем. Эта фауна свидетельствует об эйфельском возрасте отложений.

Изученные нами породы имеют моноклиналиное залегание, которое варьирует от крутого нормального до опрокинутого. Наблюдения гра-

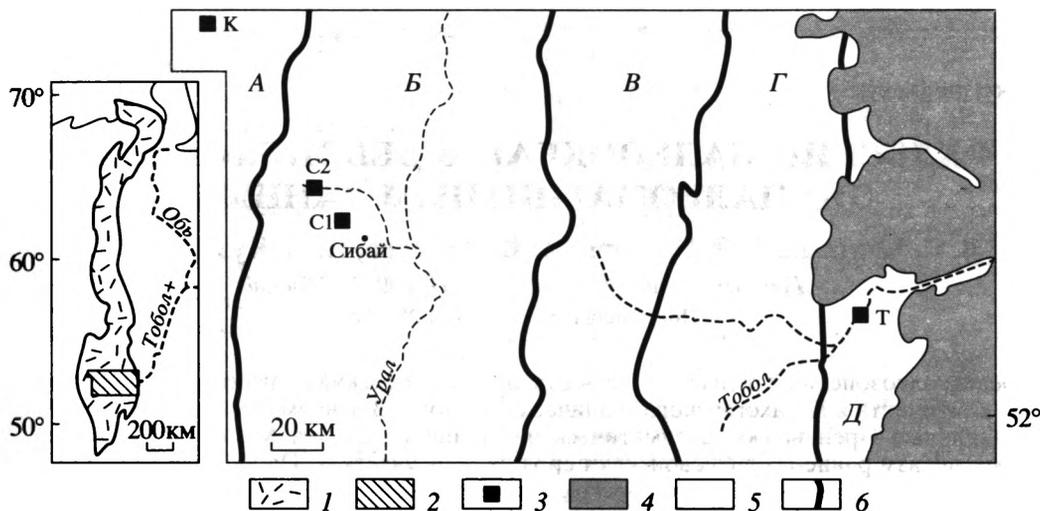


Рис. 1. Район работ и положение изученных участков Сибай и Тобол.

1 – Уральская складчатая область; 2 – район работ; 3 – участки палеомагнитных исследований: К – Кага, С1, С2 – Сибай, Т – Тобол; 4 – кайнозой; 5 – палеозой и докембрий; 6 – границы тектонических зон, по [18]. А–Д – тектонические зоны: А – Западно-Уральская, Б – Магнитогорская, В – Восточно-Уральская, Г, Д – Зауральская (Д – Денисовская).

дационной слоистости и карманы в подошве слоев конгломератов и гравелитов позволяют определять подошву слоев. Из этого разреза, имеющего мощность 500 м, были изучены 103 штуфа песчаников и алевролитов, которые объединены в 18 сайтов.

**Сибай.** Участок Сибай (см. С1, С2, рис. 1) расположен в Магнитогорской тектонической зоне. В пределах участка изучены два объекта. Палеомагнитная коллекция была отобрана на крыльях Карамалыташской антиклинальной, или антиформной, складки ( $52^{\circ}45'$  с.ш.,  $58^{\circ}35'$  в.д.). Эта складка имеет меридиональное простирание, ее крылья падают под углом  $40$ – $60^{\circ}$ С. В ядре складки обнажены миндалекаменные базальты с подушечной отдельностью. На них лежат агломератовые лавы с тонкими прослоями туфопесчаников. Карамалыташские базальты имеют толеитовый состав и близки к островодужным толеитам. Их рассматривают как основание ранне-среднедевонской Ирэндикской энсиматической островной дуги [8]. Выше по геологическому разрезу расположены кварцевые порфиры (липариты, липарито-дациты) с линзами и прослоями красных кремней. В кремнях содержатся конодонты верхнего эйфельского подъяруса европейской шкалы [10]. Смена в разрезе основных лав кислыми резкая. Граница между ними залегает полого, контакт не обнажен. Он может быть как стратиграфическим, так и надвиговым.

Выше лав залегает толщина силицилитов (бугулыгырский горизонт), обнаженная на крыльях Карамалыташской складки (см. С1, рис. 1). Силицилиты имеют алевролитовую и пелитовую структуру, регулярную и, частично, градационную слоистость. Слои окрашены в красный, зеленый и

серый цвета. Мощность горизонта около 50 м. В нем на территории объекта обнаружены многочисленные конодонты верхнего эйфеля [10, 11]. На западном и восточном крыльях Карамалыташской складки из этой толщи были отобраны 56 штуфов красных силицилитов, объединенные в 9 сайтов. На бугулыгырских силицилитах залегают туфоконгломераты с галькой кислых лав и единичными экземплярами гальки подстилающих кремнистых пород. Конгломераты чередуются с туфогенными песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Эта толща (улутауская свита) имеет большую мощность, породы содержат конодонты и брахиоподы верхнего эйфеля и живетского яруса европейской шкалы [10]. Нами были опробованы зеленые кремнистые туфоалевролиты вблизи основания толщи (10 штуфов, 2 сайта).

Другой объект находится в 18 км к северо-западу от описанного выше и расположен в долине р. Якшидавет на восточном крыле антиклинали хребта Ирэндик (см. С2, рис. 1). Здесь также были изучены красноцветные силицилиты из бугулыгырского горизонта позднеэйфельского возраста (62 штуфа, 8 сайтов).

**Кага.** На этом участке были проведены исследования для определения палеомагнитных направлений по породам, сформированным на южноуральской окраине Европейского палеоконтинента, где такие данные ранее получены не были. В долине р. Белая у пос. Кага ( $53^{\circ}35'$  с.ш.,  $57^{\circ}40'$  в.д.) в пределах Западно-Уральской тектонической зоны были изучены кварцевые песчаники (80 штуфов, 9 сайтов) из ваяншкинской свиты, возраст которой соответствует эмсу европейской шкалы [17].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеомагнитные штуфы были распилены на кубические образцы с размером по ребру 2.0 см. Один образец из каждого штуфа был подвергнут полному ступенчатому терморазмагничиванию в печи, помещенной в двухслойный экран из  $\mu$ -металла. Остаточное поле в печи – менее 20 нТл. Все образцы прошли ступенчатую термочистку до температуры 530–700°C.

При каждом нагреве для выявления лабораторного подмагничивания положение образцов в печи менялось хаотически. Интервал нагрева менялся от 50–100°C в низкотемпературном диапазоне до 10–20°C (Сибай) и приблизительно 2–3°C (Тобол) при приближении к температурам Кюри магнетита и гематита. Для достижения интервала 2–3° последовательные 3–5 нагревов проводились в 10-градусном диапазоне при незначительном изменении показателя температуры. Измерения остаточной намагниченности производились на магнитометре JR-4, установленном в кольцах Гельмгольца; перед переносом образцов от печи к измерительному прибору они помещались в контейнер из  $\mu$ -металла. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности (NRM) производилось при анализе данных температурного размагничивания путем использования специальных алгоритмов по программам, любезно предоставленным нам Р. Энкиным. Были использованы тексты выравнивания, группирования и корреляционный [24–26].

Полученные данные, распределение векторов на сфере и результаты тестирования представлены на рис. 2, 3 и в табл. 1, 2.

**Тобол.** На участке Тобол породы по величине NRM подразделяются на слабомагнитные (0.1–3.8 мА/м), средне- (6–52 мА/м) и сильномагнитные (60–380 мА/м). Наиболее результативными оказались образцы, имеющие среднюю величину намагниченности. Основным носителем полезной информации, судя по величине блокирующих температур, является гематит (см. рис. 2). Изученные штуфы составляют три группы: 1) 24 штуфа с низкотемпературной ( $T = 100\text{--}300^\circ\text{C}$ ) и среднетемпературной ( $T = 300\text{--}600^\circ\text{C}$ ) компонентами; 2) 31 штуф с низкотемпературной и высокотемпературной ( $T = 610\text{--}690^\circ\text{C}$ ) компонентами; 3) в 26 штуфах выделены низко-, средне- и высокотемпературная компоненты.

Низкотемпературная компонента близка по направлению к современной. Направления среднетемпературной компоненты совпадают с направлением позднепалеозойского перемагничивания, и по данным всех модификаций теста складки эта компонента является послескладчатой (см. рис. 2, 3, табл. 1, 2). В том случае, когда при анализе выделяются средне- и высокотемпературные компоненты (см. рис. 2, обр. 8399), ко-

торые близки по направлению, обе эти компоненты являются послескладчатыми с меньшим разбросом направлений, характеризующих высокотемпературную часть намагниченности. Для анализа использовались направления именно этой части намагниченности.

В том случае, когда высокотемпературная компонента является единственной, кроме низкотемпературной (см. рис. 2, обр. 8428), по результатам тестирования она доскладчатая. Высокотемпературная компонента имеет обратную полярность. Кривая терморазмагничивания этих образцов имеет почти прямоугольную форму, характерную для однородных зерен гематита с очень узким интервалом основных блокирующих температур. В ряде случаев, судя по кривой размагничивания, можно отметить присутствие незначительного количества магнетита.

Максимальное значение кучностей доскладчатой компоненты достигается при 90-процентном распрямлении пластов. Неопределенный результат корреляционного теста по сайтам связан с небольшим количеством сайтов при незначительных различиях средних элементов залегания пород.

Нами были также изучены 35 галек из туфоконгломератов. Кривые терморазмагничивания лишь трех из них оказались похожими на кривые терморазмагничивания образцов, в которых выделена доскладчатая компонента. Направления высокотемпературной компоненты в этих галках различны, но количества данных недостаточно для применения статистических тестов.

**Сибай.** В коллекции участка Сибай величины естественной остаточной намагниченности сильно варьируют: присутствуют слабомагнитные (от 0.2 до 0.4 мА/м), сильномагнитные (от 200 до 13000 мА/м), но большую часть составляют среднемагнитные образцы (от 2 до 40 мА/м). Основные блокирующие температуры, заключенные в температурном интервале 500–600°C (см. рис. 2), свидетельствуют, что носителем NRM является магнетит (вероятно, окисленный). На этом участке результаты получены по 94 штуфам, в которых были выделены две компоненты: высокотемпературная в интервале температур от 200 до 610°C и низкотемпературная (100–350°C). Низкотемпературная компонента близка к современному направлению. Проекция высокотемпературной компоненты на сфере в современной системе координат образуют два кластера. Среднее направление первого кластера (51 штуф) совпадает с направлением позднепалеозойского перемагничивания, по результатам тестирования оно является послескладчатым. Эти направления были получены по образцам, взятым на Карамалыташском объекте. Второй кластер (43 штуфа) по результатам тестирования образуют направления NRM, возникшие до складкообразования. Максимальное значение кучностей достигается при

## Высокотемпературная до складчатая компонента

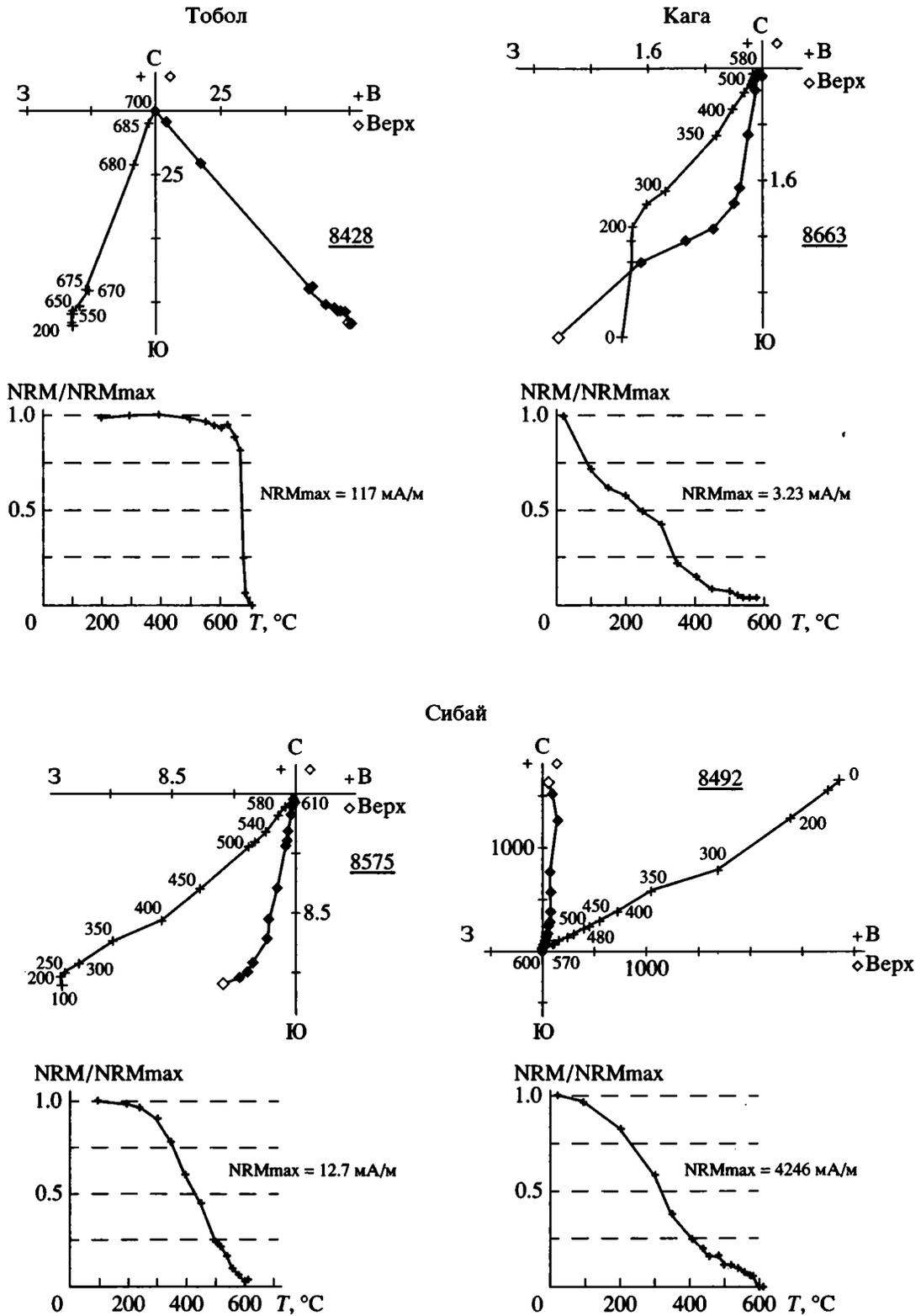


Рис. 2. Диаграммы Зийдervельда по температуре и кривые терморазмагничивания. Интенсивность намагниченности в мА/м.

## Высокотемпературная послескладчатая компонента

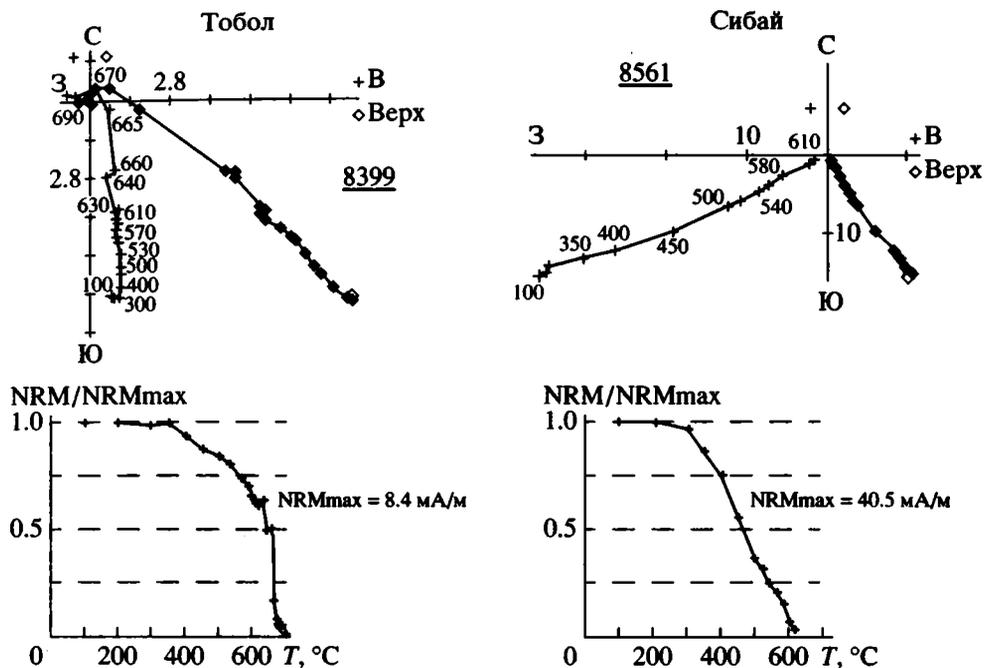


Рис. 2. Окончание.

110-процентном распрямлении пластов. Основная полярность выделенной компоненты – обратная, 15% образцов намагничены прямо, тест обращения [26] – положительный:  $F = 1.05$  при  $F$  критическом = 3.15.

**Кага.** Изученные песчаники слабонамагнитные (от 0.3 до 20 мА/м). Компоненты намагниченности удалось выделить в 66 штуфах, в окончательных результатах использованы данные по 47 штуфам (см. рис. 3, табл. 1). Интерпретируемые компоненты NRM, основным носителем которых, судя по величине блокирующих температур, вероятно, является магнетит, выделяются в температурном интервале от 200 до 600°C (см. рис. 2). Намагниченность имеет прямую и обратную полярность и, судя по результатам тестирования, – доскладчатая (см. табл. 2). Тест обращения [26] – положительный:  $F = 2.10$  при  $F$  критическом = 3.09. Максимальное значение кучностей достигается при 100-процентном распределении пластов.

Таким образом, на всех участках установлено направление доскладчатой компоненты естественной остаточной намагниченности, по которой были вычислены палеошироты (табл. 3). Отбор большинства образцов проводился по стратиграфическим разрезам, и разделение коллекции на сайты было условным. В связи с этим установленная ошибка определений по образцам представляется статистически более обоснованной.

В связи с тем, что модификации теста складки обладают различной чувствительностью к нали-

чию вторичной намагниченности (в нашем случае – послескладчатой позднепалеозойской намагниченности) в зависимости от геометрии пластов и выделенных направлений NRM [22], был проведен анализ надежности результатов тестирования и оценены уточненные направления доскладчатых компонент. Для этого для каждого объекта при имеющейся геометрии наклона пластов моделировалась доскладчатая намагниченность с имеющимися параметрами (намагниченность и кучность), которая постепенно “загрязнялась” послескладчатой намагниченностью. Установлено, что при существующих разбросах в элементах залегания пластов и полученных в ходе палеомагнитного анализа направлениях до- и послескладчатой компонент намагниченности корреляционный тест складки малочувствителен к относительному содержанию послескладчатой намагниченности: 0.4 (для пород участков Тобол и Кага) и 0.6 (породы участка Сибай). При этом возможны систематические угловые ошибки в выделенных направлениях интерпретируемых компонент до 10°. При учете этих ошибок полученные нами палеошироты изменятся на  $-3^\circ$ , но эта поправка находится в пределах точности определения палеошироты и не существенная для последующей интерпретации.

На всех участках нами была изучена намагниченность, которая возникла до складкообразования, происшедшего в позднем карбоне и перми после закрытия Уральского палеоокеана. Сравнение с референтными позднекаменноугольными

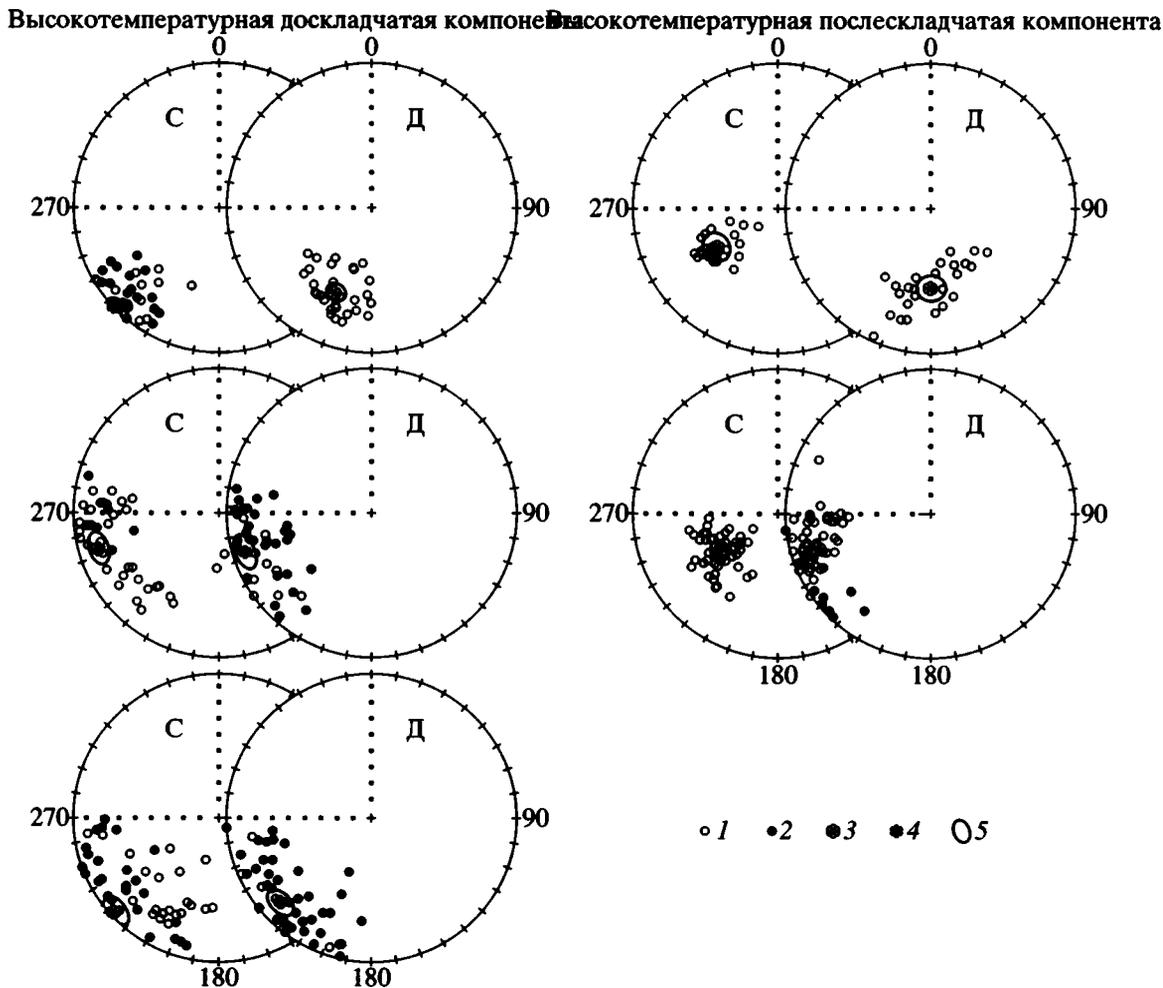


Рис. 3. Проекция направлений палеомагнитных векторов на стереограммах.

1, 2 – проекция векторов на верхнюю (1) и нижнюю (2) полусферы; 3, 4 – средние направления на верхнюю и нижнюю полусферы; 5 – овалы доверия средних направлений. С – современная, Д – древняя системы координат.

ми–раннепермскими направлениями по Восточно-Европейской платформе (табл. 4) свидетельствует о том, что доскладчатая намагничённость изученных пород не могла формироваться в это время. Среди основной массы обратно намагниченных пород на участках Сибай и Кага были обнаружены прямо намагниченные породы. Прямая намагничённость могла формироваться в девоне–раннем карбоне или в поздней перми и позднее. Так как пермский или более молодой возраст намагничённости противоречит приведенным выше данным, можно сделать вывод о возникновении высокотемпературной доскладчатой компоненты намагничённости в пределах возрастного интервала девон–ранний карбон. Эта намагничённость может быть первичной.

**Литературные данные.** Казахстанский (Казахстано-Киргизский) среднепалеозойский сиалический блок испытал в позднем палеозое сложные тектонические деформации, включающие пере-

мещение тектонических блоков по сдвигам и их вращение [1, 8, 20, 29]. Надёжных палеомагнитных определений недостаточно для расшифровки кинематики внутренних деформаций в этом сложном регионе. Возможно лишь сравнение палеомагнитных наклонений, указывающих на палеоширотное положение этого блока в девонское время.

Доскладчатые, вероятно, первичные палеомагнитные компоненты были выделены в разных районах Казахстано-Киргизского блока на территории Центрального Казахстана, Северного и Срединного Тянь-Шаня. По породам нижнего девона, изученных в восьми пунктах Северного и Срединного Тянь-Шаня [9], вычислено среднее палеомагнитное наклонение  $36 \pm 13^\circ$ . В вулканогенных породах раннего–среднего девона из Спасской зоны Центрального Казахстана было определено палеомагнитное наклонение  $40 \pm 10^\circ$  [5]. В вулканогенно-теорригенных породах среднего девона и франского яруса из Ерментау-Чингиз-

Таблица 1. Палеомагнитные результаты

Участок	n	Современная система координат				Древняя система координат			
		D°	I°	k	$\alpha_{95}$	D°	I°	k	$\alpha_{95}$
<b>Тобол N = 103(18)</b>		<b>Высокотемпературная доскладчатая компонента</b>							
Штуфы	31	226	2	12.7	7.1	202	-37	27.9	4.8
Сайты	(7)	225	0	12.5	16.2	201	-37	46.3	8.4
		<b>Высокотемпературная послескладчатая компонента</b>							
Штуфы	26	237	-48	46.3	4.0	181	-42	14.8	7.1
		<b>Среднетемпературная компонента</b>							
Штуфы	24	243	-45	13.6	8.3	156	-44	5.7	13.7
<b>Сибай N = 128(19)</b>		<b>Высокотемпературная доскладчатая компонента</b>							
Штуфы	43	255	-15	6.5	8.4	253	10	10.2	6.7
Сайты	(8)	256	-12	9.5	16.2	254	12	22.5	10.5
		<b>Высокотемпературная послескладчатая компонента</b>							
Штуфы	51	238	-51	35.6	3.3	252	-13	14.9	5.1
<b>Кага N = 80(9)</b>		<b>Высокотемпературная доскладчатая компонента</b>							
Штуфы	47	228	-5	5.4	9.9	227	15	10.2	6.9
Сайты	(9)	226	-8	6.9	21.0	226	15	41.7	8.1

Примечание. N – количество изученных штуфов (сайтов); n – вошедшее в статистику число штуфов (сайтов); D, I – палеомагнитные склонение и наклонение;  $\alpha_{95}$  – радиус овала доверия (в градусах); k – кучность, определенная по статистике Р.А. Фишера.

Таблица 2. Результаты палеомагнитного тестирования

Участок	Тест								Распрямление при k max, в %
	Выравнивания		Группирования			Корреляционный			
	S	S кр	F с	F кр	F др	R с	R кр	R др	
<b>Тобол</b>									
По штуфам*	2.21	1.53	16.42	2.27	2.22	0.717	0.476	<b>0.468</b>	90
По сайтам*	3.70	2.98	8.54	4.46	1.68	0.829	1.000	0.943	90
По штуфам**	0.32					0.496	0.527	0.931	20
<b>Сибай</b>									
По штуфам*	1.56	1.43	8.63	2.48	1.50	0.658	0.433	<b>0.319</b>	110
По сайтам*	2.38	2.49	4.08	3.89	0.60	0.756	0.922	0.595	110
По штуфам**	0.42					0.323	0.418	0.898	10
<b>Кага</b>									
По штуфам*	1.87	1.41	45.93	3.10	2.41	0.736	0.424	<b>0.358</b>	100
По сайтам*	5.99	2.33	42.82	3.74	2.80	0.883	0.866	<b>0.783</b>	100

Примечание. S = kc/др, где k – кучность; F и R – выборочные значения статистики (с – в современной, др – в древней системах координат, кр – критическое значение); тесты группирования и корреляционный положительны (намагниченность – доскладчатая) при значениях R др и F др меньше критических; тест выравнивания положителен при S больше S кр; жирным шрифтом выделены данные положительных тестов.

\* – высокотемпературная доскладчатая намагниченность, \*\* – высокотемпературная послескладчатая намагниченность.

Таблица 3. Вычисление палеошироты

Район	I°	$\alpha_{95}$	$\varphi$	$\delta\varphi$	$\Delta\varphi$	$\delta\Delta\varphi$
<b>Тобол, по штуфам</b>	37	4.8	20.6	$\pm 3.8$		
<b>Тобол, по сайтам</b>	37	8.4	20.6	$\pm 5.8$		
<b>Сибай, по штуфам</b>	-10	6.7	-5.0	$\pm 3.4$	25.6*	$\pm 4.1$
<b>Сибай, по сайтам</b>	-12	10.5	-6.1	$\pm 5.0$	26.7*	$\pm 6.1$
<b>Кага, по штуфам</b>	-15.1	6.9	-7.7	$\pm 3.7$	28.3**	$\pm 4.2$
<b>Кага, по сайтам</b>	-14.5	8.1	-7.4	$\pm 4.4$	28.0**	$\pm 5.8$

Примечание. I – наклонение среднего вектора NRM в древней системе координат (прямая полярность);  $\alpha_{95}$  – радиус овала доверия;  $\varphi$  и  $\delta\varphi$  – палеоширота и ошибка ее определения;  $\Delta\varphi$  – разность палеоширот между участками Тобол и Сибай (\*) и Тобол и Кага (\*\*),  $\delta\Delta\varphi$  – ошибка ее определения.

Тарбагатайской зоны Центрального Казахстана определено палеомагнитное наклонение  $38 \pm 5^\circ$  [3]. В Северном и Среднем Тянь-Шане в терригенных и карбонатно-терригенных породах среднего–верхнего девона получено палеомагнитное наклонение  $39 \pm 2.8^\circ$  [4]. Все результаты находят-

ся в соответствии с палеомагнитным наклонением, определенным в среднедевонских породах на участке Тобол.

Девонские палеомагнитные определения, отвечающие современным критериям качества, по Магнитогорской зоне Урала опубликованы не были.

**Таблица 4.** Направления намагниченности, вычисленные для изученных участков Тобол и Сибай по палеомагнитным полюсам Восточно-Европейской платформы из работы [14] в сравнении с результатами авторов

Время, млн. лет	Тобол		Сибай	
	D°	I°	D°	I°
280	232.6	-35.5	230.6	-33.6
300	237.9	-35.8	235.9	-33.7
320	247.5	-33.3	245.4	-30.9
340	262.0	-24.5	259.7	-21.3
Данная работа	202.0	-37.0	253.0	+10.0

Примечание. D°, I° – склонение и наклонение.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения палеомагнетизма осадочных и вулканогенных пород среднего девона Зауральской Денисовской зоны и Магнитогорской зоны Урала и раннего девона Западно-Уральской зоны были определены параметры доскладчатой намагниченности (см. табл. 1), которая может иметь первичное происхождение. Новые данные находятся в согласии с опубликованными результатами палеомагнитного изучения девонских пород в других частях региона. Все это свидетельствует о том, что полученные палеомагнитные данные пригодны для использования при палеотектонических реконструкциях.

Проведенные палеомагнитные исследования позволили определить положение изученных объектов в девонское время. По палеомагнитным наклонениям были вычислены палеошироты (см. табл. 3), а по склонениям можно установить вероятное простирание в девоне изученных структурно-фациальных зон, которые имеют ныне меридиональное уральское направление. Были определены следующие параметры:

а) окраинная зона Казахстанского сиалического блока, обращенная к Уральскому океану, имела восток-юго-восточное направление;

б) Тобольский участок этой зоны был на широте  $20.6 \pm 8^\circ$ ;

в) Ирландская энсиматическая вулканическая дуга, фациальная зона которой имеет ныне меридиональное направление, была северо-северо-западного простирания;

г) Сибайский участок этой дуги находился на широте  $-5.0 \pm 3.4^\circ$ ;

д) океаническое пространство между Ирландской дугой и Казахстанским блоком имело ширину не менее  $25.6 \pm 4.1^\circ$ , т.е. составляло  $2800 \pm 450$  км в направлении палеомеридиана.

Определение полной ширины Уральского океана зависит от удаленности Ирландской вулканической дуги от Европейского континента в девонское время. Девонские палеомагнитные полюсы вычислены путем осреднения данных разного качества, полученных в разных частях

Восточно-Европейской платформы. Такие осреднения зависят от выбора данных, и положения девонских палеомагнитных полюсов, полученных разными исследователями [14, 19, 29, 30], отличаются одно от другого.

Участок Кага находится на ближайшем к участку Сибай краю Европейского континента. Положение участка Кага в девонское время, вычисленное относительно европейского палеомагнитного полюса из работы [14] для 380 млн. лет, соответствует палеошироте  $+4.0 \pm 3^\circ$ , для 400 млн. лет – палеошироте  $-7.9 \pm 4^\circ$ . Палеошироты этого участка, вычисленные относительно палеополюсов, определенных в работе [19], незначительно отличаются от приведенных результатов. Наши исследования раннедевонских пород на участке Кага согласуются с этими данными и также свидетельствуют о положении ближайшего края Европейского континента в то время вблизи экватора – на широте  $-7.7 \pm 3.7^\circ$ . Определенное на участке Кага палеомагнитное склонение указывает также на то, что изученный объект был повернут на значительный угол в послевонское время.

Таким образом, девонские палеошироты Ирландской дуги ( $5.0^\circ$  ю.ш.  $\pm 3.4^\circ$ ) и ближайшего к ней края Европейского палеоконтинента ( $7.7^\circ$  ю.ш.  $\pm 3.7^\circ$ ) близки, что говорит о вероятном положении островной дуги недалеко от Европейского континента. Следовательно, определенное нами расстояние между участками Тобол и Сибай ( $2800 \pm 450$  км в направлении палеомеридиана) близко к полной ширине Уральского океана в среднедевонское время.

Палеомагнитные данные по послескладчатой намагниченности (см. табл. 1), изученной на участках Сибай и Тобол, свидетельствуют о том, что во время ее возникновения расстояние между этими участками было уже близко к современному. Сравнение с референтными палеомагнитными полюсами указывает на раннепермский возраст (260–275 млн. лет) послескладчатых палеомагнитных компонент. Этот вывод находится в согласии с геологическими данными о закрытии Уральского палеоокеана в карбоне и существующими воззрениями о возрасте позднепалеозойского перематирования в Уральском регионе.

В 90-х годах несколько коллективов исследователей опубликовали девонские палеотектонические реконструкции для Урала и Центральной Азии. Сравним полученные нами результаты с положением изученных объектов на этих реконструкциях. Реконструкция, опубликованная в работе [8], отвечает параметрам а) и в) (рис. 4, а). Геодинамическая реконструкция, опубликованная в статье [12], соответствует параметрам а) и б) (см. рис. 4, б), в статье [6] – параметрам б) и в). Палеотектоническая реконструкция в статьях [21, 28] отвечает лишь параметру в) (см. рис. 4, в), а в работе [27] – параметрам б) и в). Палеогеогра-

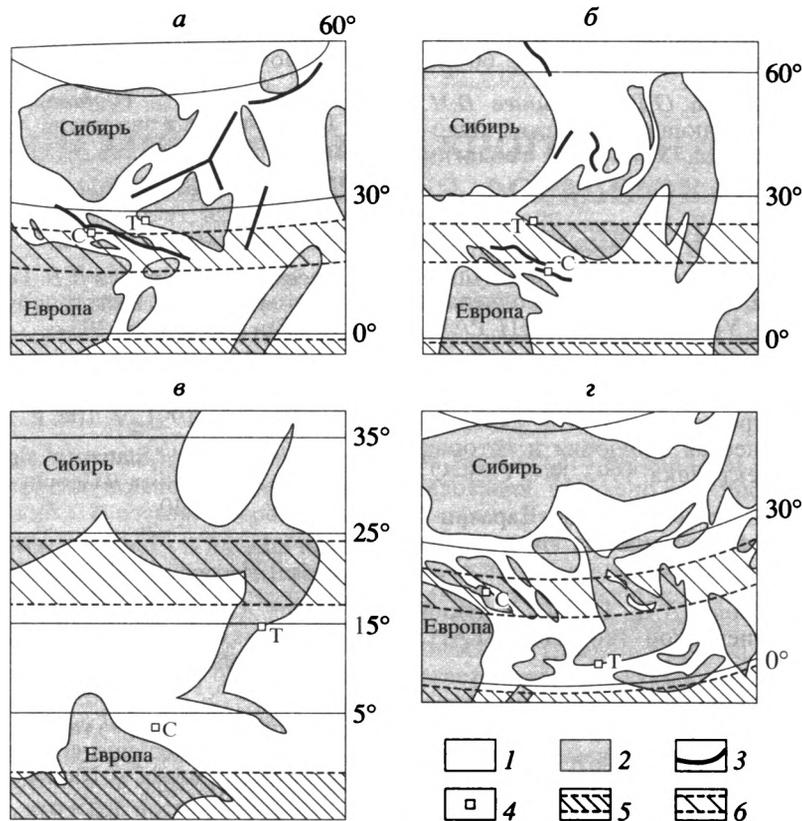


Рис. 4. Положение объектов палеомагнитных исследований на девонских палинспастических реконструкциях: а – поздний девон [8]; б – ранний–средний девон [12]; в – поздний девон [23, 26]; г – средний девон [13].

1 – океаническая кора; 2 – континентальная кора; 3 – энсиматические вулканические дуги; 4 – объекты палеомагнитных исследований (С – Сибай, Т – Тобол); 5, 6 – определенные авторами палеошироты для участков Сибай (5) и Тобол (6). Условные обозначения авторами унифицированы.

фическая реконструкция в атласе [13] соответствует лишь параметру в) (см. рис. 4, г). Все реконструкции требуют коррекции для согласования с палеомагнитными данными.

Авторы благодарны С.Г. Самыгину за консультации по геологии района работ, М.В. Алексютину – за предоставленные программы обработки палеомагнитных данных и консультации, А.Н. Диденко – за критические замечания и Российскому фонду фундаментальных исследований за финансовую поддержку (гранты 97-05-65084, 98-05-64254).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3. С. 56–65.
2. Белов А.А., Буртман В.С. О соотношении Урало-Монгольского складчатого пояса и Палеотетиса в Средней Азии // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981. С. 92–97.
3. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Игнатьев А.В., Одибер М. Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. № 1. С. 15–26.
4. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Кудашева И.А. Казахстан и Алтай в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 63–71.
5. Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярев К.Е. Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81.
6. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7/8. С. 59–75.
7. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г., Сорохтин О.Г., Коротеев В.А., Маслов В.А., Зайков В.В., Рудник Г.Б., Кашищев Г.Л., Матвеев В.В., Хаин В.В., Зайкова Е.В., Кабанова Л.Я. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии, 1984. С. 6–56.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 328 с; Т. 2. 334 с.

9. Клишевич В.Л., Храмов А.Н. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–75.
10. Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н. Стратиграфия рудовмещающих девонских отложений Сибайского района. Уфа: Ин-т геологии БФАН СССР, 1984. 100 с.
11. Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т., Смирнова И.А., Артюшкова О.В., Павлов В.В. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УФНЦ РАН, 1993. 217 с.
12. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
13. Палеогеографический атлас Северной Евразии / ред. В.Г. Казьмин, Л.М. Натапов. М.: Ин-т тектоники литосферных плит, 1998. 26 л.
14. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: Ин-т планетарной геофизики РАН, 1995. 297 с.
15. Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.
16. Пучков В.Н., Иванов К.С. Новые данные по геологии Денисовской зоны Урала // Ежегодник-1985. Свердловск: Ин-т геологии, геохимии АН СССР, 1985. С. 23–26.
17. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Ин-т геологии, геохимии, 1993. 151 лист.
18. Тектоническая карта Урала м-ба 1 : 1000000 / Ред. И.Д. Соболев. Свердловск: Уралгеология, 1983.
19. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
20. Читалин А.Ф. Поздневарисийская сдвиговая тектоника Центрального Казахстана // Вестн. МГУ. Геология. 1991. № 5. С. 13–22.
21. Шенгёр А.М.Д., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 41–58.
22. Шипунов С.В., Муравьев А.А. Чувствительность и надежность теста складки в палеомагнетизме // Физика Земли (в печати).
23. Язева П.Г., Бочкарёв В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: Ин-т геологии, геохимии РАН, 1998. 203 с.
24. Bazhenov M.L., Shipunov S.V. Gold test in the paleomagnetism: new approaches and reappraisal // Earth Planet Sci. Lett. 1991. V. 104. P. 16–24.
25. McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1964. V. 8. P. 338–340.
26. McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1981. V. 67. P. 53–58.
27. Senfor A.M.C., Nata'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of synthesis / An Yin and Harrison M. – eds. // The tectonic evolution of Asia. Cambridge Univer. Press, 1996. P. 486–640.
28. Sengor A.M.C., Nata'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. № 6435. P. 299–307.
29. Torsvik T.N., Smethurst M.A., Van der Voo R., Trench A., Abrahamsen N., Halvorsen E. Baltica: A synopsis of Vendian-Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implications // Earth Sci. Rev. 1992. V. 33. P. 133–152.
30. Van der Voo R. Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge: Cambridge University Press, 1993. 412 p.

Рецензенты: А.Н. Диденко,  
А.С. Перфильев

## The Uralian Paleoocean in the Devonian (As Inferred from Paleomagnetic Data)

V. S. Burtman, G. Z. Gurarii, A. V. Dvorova, N. B. Kuznetsov, and S. V. Shipunov

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

The Early–Middle Paleozoic Uralian ocean separated the European (Baltic) continent from the Siberian continent and Kazakhstan sialic block. In the early Devonian–Eifelian, the Uralian ocean hosted the Irendyk ensimatic volcanic arc. Paleomagnetic characteristics were obtained for the Lower–Middle Devonian rocks sampled from three areas of the Southern Urals corresponding to different geodynamic settings: the Sibai area (52°45'N, 58°35'E) in the Magnitogorsk tectonic zone represented by deep-sea deposits that had buried the subsided Irendyk volcanic arc, the Tobol area (52°22'N, 61°40'E) in the Transural Denisovka zone composed of rocks that had been emplaced in the margin of the Kazakhstan sialic block, and the Kaga area (53°35'N, 57°40'E), a former constituent of the European Paleozoic continent margin. According to our paleomagnetic data, the marginal zone of the Kazakhstan sialic block facing the Uralian ocean had an ESE strike in the Devonian, whereas the Irendyk volcanic arc stretched in a SSE direction. The Tobol area of the Kazakhstan block margin had been located at 20.6 ± 3.8°N and the Sibai segment of the Irendyk arc, at 5.0 ± 3.4°S. The ocean had occupied an area between the Irendyk arc and the Kazakhstan block 25.6 ± 4.1° (2800 ± 450 km) wide; the Irendyk volcanic arc had been located close to the European continent.

УДК 551.352.051+551.243.4:76(571.63)

## ТАУХИНСКИЙ ТЕРРЕЙН ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2000 г. И. В. Кемкин\*, Р. А. Кемкина\*\*

\* Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,  
690022 Владивосток-22, пр. 100-летия Владивостоку, 159\*\* Горный институт Дальневосточного государственного технического университета,  
690091 Владивосток, ул. Пушкинская, 10

Поступила в редакцию 16.03.99 г.

На основе комплексного изучения частных разрезов Таухинского террейна, включающего литологические, структурные и палеонтологические исследования, уточнено его строение и реконструирован полный разрез. В составе террейна выделено три тектоно-стратиграфические единицы, отвечающие определенным его структурным уровням и соответственно определенным этапам формирования. Каждая единица состоит из палеоокеанических образований, постепенно переходящих выше по разрезу в терригенные породы, которые далее сменяются олистостромой. Выделение их стало возможным благодаря новым данным по возрасту палеоокеанических фрагментов и перекрывающих их терригенных пород. Главной особенностью строения террейна является то, что более древние палеоокеанические образования и соответственно перекрывающие их терригенные породы (включая и олистострому) слагают верхние структурные уровни, а более молодые – самые нижние. Такое строение террейна дает основание более уверенно идентифицировать его как древнюю аккреционную призму, сформированную в результате аккреции отдельных фрагментов палеоокеанической плиты. Учитывая данные о возрасте палеоокеанических пород Таухинской призмы, можно говорить, что в нее последовательно аккретированы фрагменты позднедевонско-пермского, раннетриасово-позднеюрского и позднеюрско-берриасового участков палеоокеанической плиты.

### ВВЕДЕНИЕ

Характерной особенностью геологического строения тихоокеанской окраины Азии являются древние аккреционные призмы [13]. Последние формировались непосредственно в зоне взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит и, тем самым, несут в себе информацию о последовательности и характере протекавших здесь событий. В этой связи изучение древних аккреционных призм имеет важное значение для воссоздания геодинамической эволюции данного региона и корреляции геологических событий в переходной зоне континент–океан.

Одна из таких призм – Таухинский террейн<sup>1</sup>, который является составной частью Сихотэ-Алинской аккреционной системы и слагает ее юго-восточную часть. В современной структуре Сихотэ-Алиня террейн перекрыт мощной толщей позднемеловых вулканитов и вулканогенно-осадочных пород, а выходы его фиксируются лишь в изолированных тектонических “окнах” (рис. 1). От соседних Самаркинского (юрская аккреционная призма) и Журавлевского (раннемеловой турбидитовый бассейн) террейнов он отде-

лен разломами, представляющими собой левые сдвиги. В его строении принимают участие многократно чередующиеся турбидитовые и олистостромовые отложения окраинноконтинентального происхождения, преимущественно раннемелового возраста, и более древние (от девона до ранний мел) палеоокеанические, редко палеоокеанические образования [3, 5, 7, 10, 12, 20, 21]. Палеоокеанические породы представлены, главным образом, кремневыми и карбонатными фациями. Они слагают достаточно протяженные пластины (до нескольких десятков километров при ширине выхода 1–4 км) среди турбидитов, а также разновеликие глыбы и обломки в олистостроме. Мощность пластин варьирует от первых десятков до нескольких сот метров. Столь значительные мощности объясняются многократным (например, для кремневых образований 3–5 раз) тектоническим повторением их в разрезе. Такая совокупность совмещенных в единый разрез разновозрастных и разнофациальных отложений была отнесена нами [5, 18, 20] к образованиям аккреционных призм.

Вместе с тем, многие вопросы, касающиеся внутреннего строения террейна, а также условий и способа его формирования, решены недостаточно. В частности, до сих пор еще не ясно, каково структурное положение олистостромовых горизонтов в разрезе террейна, к какому конкретно

<sup>1</sup> Ключевые понятия террейнового анализа (террейн, супертеррейн, субтеррейн, аккреция и т. д.) подробно изложены в статье Л.М. Парфенова, У.Дж. Ноклеберга и А.И. Ханчука [13].

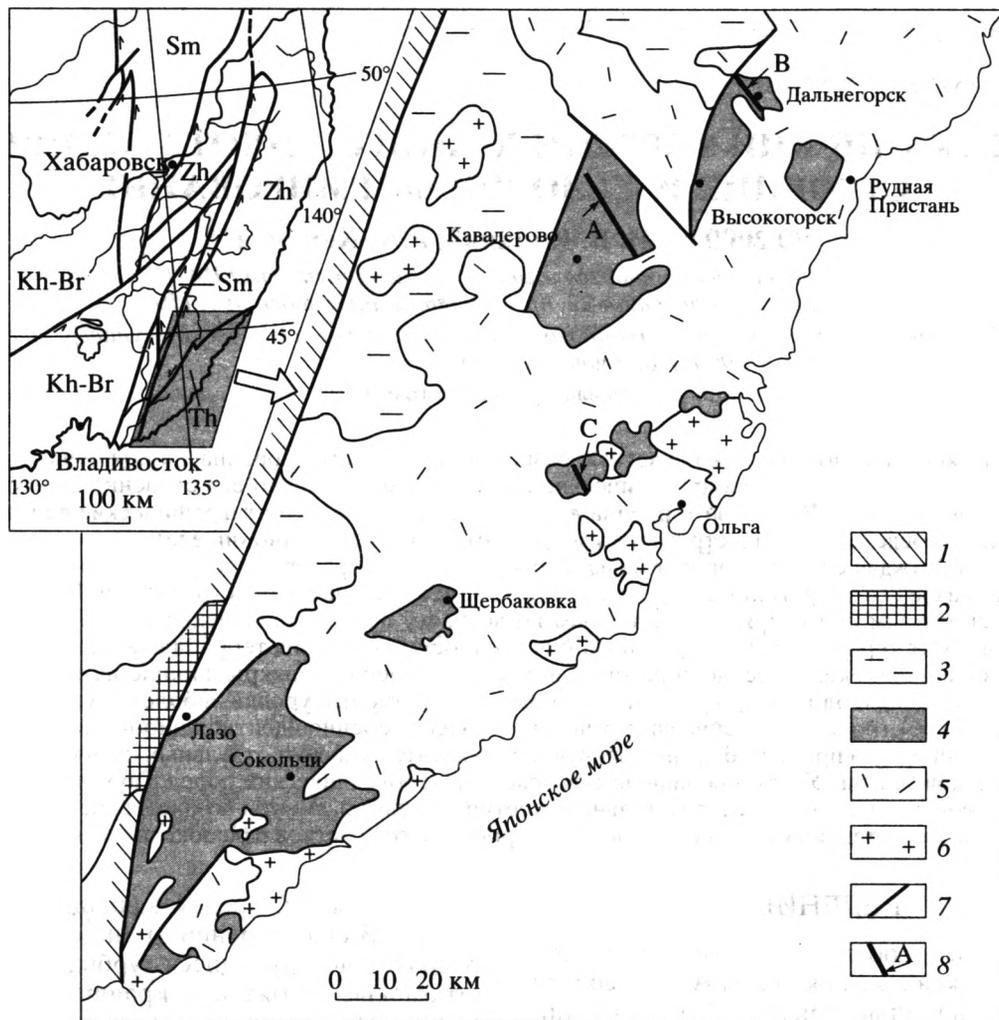


Рис. 1. Тектоническая схема юго-восточной части Южного Сихотэ-Алиня.

1–4 – террейны: 1 – Самаркинский, 2 – Сергеевский, 3 – Журавлевский, 4 – Таухинский; 5, 6 – позднемерловые образования: 5 – вулканиты, 6 – гранитоиды; 7 – разломы; 8 – расположение разрезов, приведенных на рис. 2.

Буквы на врезке: Kh-Br – Ханкайско-Буреинский супертеррейн; террейны: Sm – Самаркинский, Zh – Журавлевский, Th – Таухинский.

стратиграфическому уровню приурочены те или иные палеоокеанические образования, не выяснен возраст слагающих его отдельных породных комплексов, не уточнено время совмещения разновозрастных палеоокеанических фрагментов в единый с терригенными отложениями разрез, не восстановлена эволюционная последовательность его формирования.

В последние годы нами получены новые данные, способные решить обозначенные вопросы. Результаты этих исследований приводятся ниже.

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В задачи проведенных исследований входило уточнение состава и строения частных разрезов

Таухинского террейна, корреляция их и реконструкция полного его разреза, а также воссоздание последовательности и условий его формирования. В ходе работ было изучено более десяти частных разрезов, расположенных вдоль береговых обнажений рек Зеркальная, Мирная, Высокогорская, Рудная, Аввакумовка, Маргаритовка, Черная и др. В пределах изученных районов слагающие террейны породы смяты в асимметричные разноамплитудные, нередко опрокинутые складки северо-восточного простирания. Зеркало складчатости имеет северо-западную вергентность и полого погружается на юго-восток. Такой характер складчатости отложений террейна и уровень эрозионного среза обусловили то, что наиболее нижние его структурные уровни обнажены в северо-

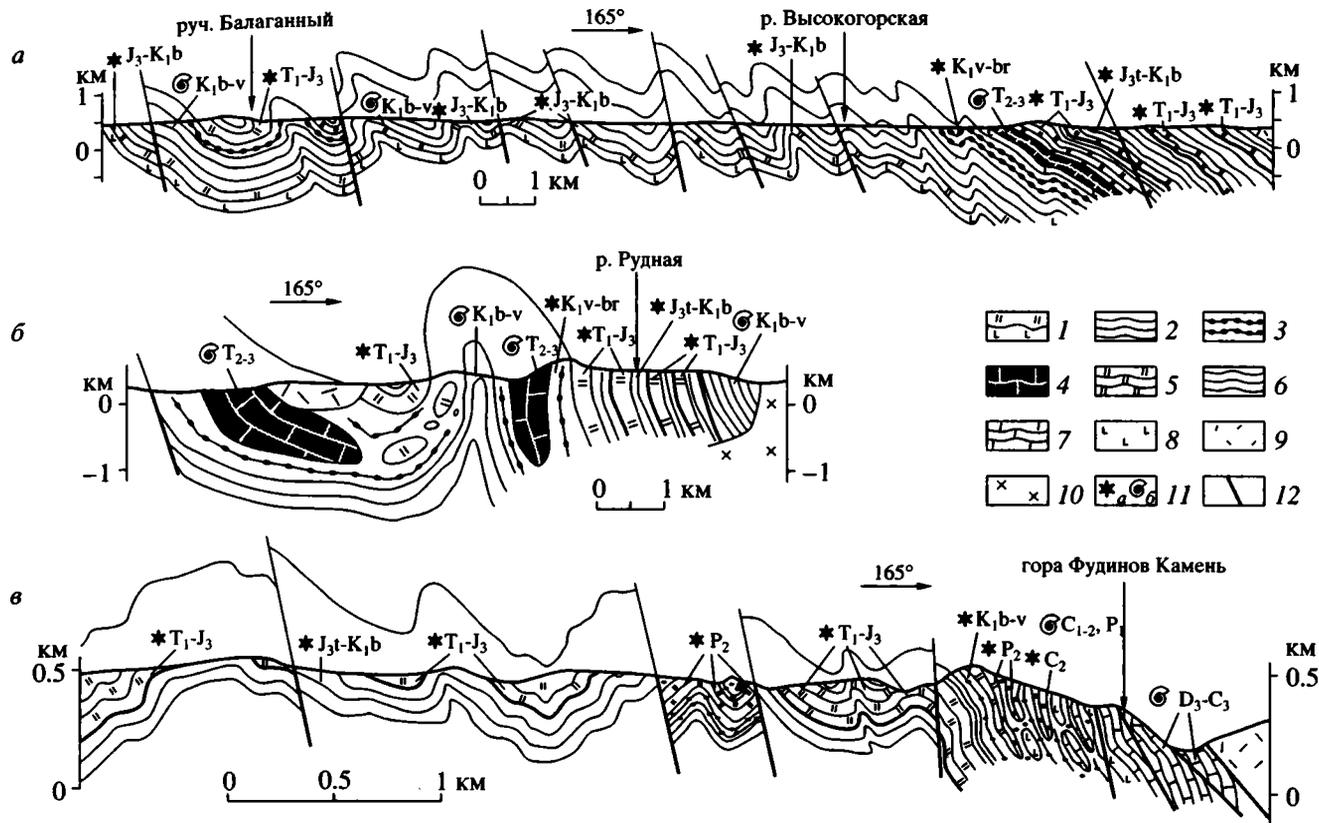


Рис. 2. Опорные разрезы Таухинского террейна в Кавалеровском (а), Дальнегорском (б) и Ольгинском (в) районах (см. рис. 1).

1 – базальты и перекрывающие их кремни эрдагоуской свиты; 2 – турбидиты силинской толщи; 3 – олистостромовые образования; 4 – триасовые известняки; 5, 6 – горбушинская толща: 5 – кремни и глинистые кремни, 6 – турбидиты; 7 – палеозойские известняки; 8 – базальты; 9, 10 – позднемеловые: 9 – вулканиты, 10 – гранитоиды; 11 – места находок микро- (а) и макрофауны (б); 12 – разрывные нарушения.

ро-западной части, тогда как верхние – в юго-восточной. Более полное представление о строении террейна дают разрезы (рис. 2), составленные в различных районах его развития. Так, в северо-западной части, непосредственно у границы с Журавлевским террейном (бассейн рек Кавалеровка, Мирная и Высокогорская), строение террейна выглядит следующим образом (см. рис. 2, а). В основании разреза залегают палеоокеанические образования, представленные породами, относимыми к эрдагоуской свите. В составе свиты выделяются базальты, мощность которых немногим превышает 100 м, и перекрывающие их кремневые, кремнисто-глинистые и кремнисто-пепловые породы (первые десятки метров). В линзах кремней среди базальтовых потоков определены радиолярии конца келловейского – начала оксфордского времени [17], на основании чего возраст базальтов принимается нами как конец средней юры (келловей). Из перекрывающих базальтоиды кремневых пород выделены многочисленные радиолярии, охватывающие интервал времени от

поздней юры (начиная с оксфорда) до начала раннего мела (берриас).

Кремнистые породы согласно и с постепенным переходом (через пачку кремнистых аргиллитов) сменяются турбидитами, представляющими собой флишиоидное переслаивание средне-мелкозернистых песчаников и алевролитов. Кремнистые аргиллиты содержат радиолярии, характеризующие возраст вмещающих их пород началом раннего мела (берриас–валанжин). В турбидитовой толще собраны остатки бухий и аммонитов, датирующие возраст пород также берриасом–валанжином [3]. Мощность терригенных пород оценивается в 2500 м [4], хотя не исключено, что разрез их неоднократно тектонически повторен.

Выше по разрезу турбидиты сменяются олистостромовой толщей, согласный контакт между которыми изучался в верховьях руч. Балаганного [3]. Олистостромы представляют собой хаотические отложения, сложенные алевропелитовым или алевропсаммитовым материалом, содержащим разновеликие глыбы и обломки различных, как правило, более древних пород. Количество обло-

мочного материала (олистолитов) составляет до 40% объема породы. Среди обломков здесь присутствуют пермские и средне-позднетриасовые известняки, базальты, триасовые и юрские кремни, а также терригенные породы средне-позднетриасового и раннемелового возраста. Литологический состав и возраст пород-олистолитов позволяют коррелировать их с породами вышележащей пластины палеоокеанических образований. Из матрикса олистостромы (район пос. Высокогорск) выделен комплекс радиолярий, аналогичный такому из олистостромы в г. Дальнегорске [24], что указывает на валанжин-барремский возраста вмещающих их пород.

На олистостромовых отложениях залегает сложный пакет палеоокеанических образований, представленный пластиной известняков средне-позднетриасового возраста, с высокотитанистыми щелочными базальтами в основании и четырехкратно повторяющимися кремневыми отложениями, переходящими в турбидиты. Известняки являются типичными рифогенными породами и по совокупности характерных признаков, неоднократно описанных нами [18, 19 и др.], сопоставляются с фрагментами палеогайотов. Кремневые породы, которые совместно с перекрывающими их турбидитами известны под названием горбушинской серии, в противоположность известнякам, наоборот, представляют собой фрагменты осадочных отложений абиссальных равнин. Они сложены различных оттенков серыми, редко сургучными ленточными кремнями и глинистыми кремнями. Слоистость в них обусловлена наличием маломощных (1–3 мм) глинистых прослоев. Толщина плиток собственно кремней варьирует от 1.5–2 до 3–5, реже 7–10 см. Истинная мощность полного кремневого разреза составляет порядка 70 м, хотя в пределах пластин фрагменты его могут повторяться несколько раз. Возраст кремней, на основании фауны радиолярий, изменяется от раннего триаса до поздней юры. Более детально биостратиграфия горбушинских кремней изучена в Дальнегорском районе. Кремнистые породы согласно перекрываются кремнистыми аргиллитами и аргиллитами переходной пачки и, далее, собственно турбидитами. Такая кремнисто-терригенная последовательность повторяется в данном разрезе четыре раза. Четырехкратное повторение горбушинского разреза наблюдалось нами практически во всех районах развития Таухинской призмы, однако до сих пор еще не ясно, является ли это повторение результатом синклюдчатых надвигов или же других процессов, о которых речь пойдет ниже. Решение этого вопроса возможно лишь при тщательном биостратиграфическом изучении каждой из четырех пластин и, особенно, переходных от кремней к турбидитам слоев. Мощность перекрывающих кремни турбидитов в различных пластинах колеблется от 350 до 700 м.

Аналогичное строение Таухинский террейн имеет и в бассейне р. Рудная (район г. Дальнегорск), где из-под поздне-меловых вулканитов обнажается фрагмент его средней части (см. рис. 2, б). Нижние структурные уровни здесь срезаны разломом, а разрез начинается с раннемеловой олистостромы, полностью идентичной таковой в бассейне р. Высокогорской. Олистолиты здесь также представлены разновеликими глыбами и обломками рифогенных средне-верхнетриасовых известняков, нередко в ассоциации с базальтами, базальтов, триасово-юрских кремней и верхнеюрско-нижнемеловых терригенных пород горбушинской серии. Возраст матрикса олистостромы определен нами как валанжин-барремский [24] на основании находок остатков радиолярий. На олистостромовых отложениях залегает пакет палеоокеанических образований, представленных, так же, как и в бассейне р. Высокогорской, пластиной триасовых известняков, залегающих на высокотитанистых щелочных базальтах, и учетверенной кремнисто-терригенной последовательностью горбушинской серии. В кремнях собраны остатки конодонтов [2] и радиолярий [1, 6], охватывающие диапазон времени от раннего триаса до поздней юры (ранний кимеридж) включительно. О возрасте терригенных пород горбушинской серии имеются следующие данные. На левобережье р. Рудная (район г. Дальнегорск), а также левобережье р. Корейская (район пос. Сокольчи) из кремнистых аргиллитов нами выделены радиолярии среднекимеридж-среднетитонского возраста, а из алевролитов, залегающих непосредственно на переходной пачке, радиолярии позднего титона [6, 23]. Выше лежащие алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками, содержат радиолярии начала раннего мела.

Более высокие структурные уровни Таухинского террейна обнажаются в юго-восточной части региона в бассейне р. Аввакумовки (см. рис. 2, в). Здесь начало видимого разреза представлено кремнисто-терригенными породами, которые по своим литологическим особенностям и возрастным данным полностью аналогичны горбушинской серии, более детально рассмотренной выше. На турбидитах горбушинской серии без сколь угодно существенного несогласия залегают породы, относимые к скалистореченской толще, представляющей собой совокупность олистостромовых отложений и пластин палеоокеанических пород. Строение олистостромы и состав олистолитов в ней полностью идентично таковой, подстилающей триасовые известняки и горбушинскую серию, однако возраст пород-олистолитов резко отличается. Они представлены обломками, глыбами и небольшими пластинами девонских, каменноугольных и нижнепермских известняков, базальтов, каменноугольных и пермских кремней, а также терригенных пород (песчаников и алевролитов). Возраст карбонатных пород уста-

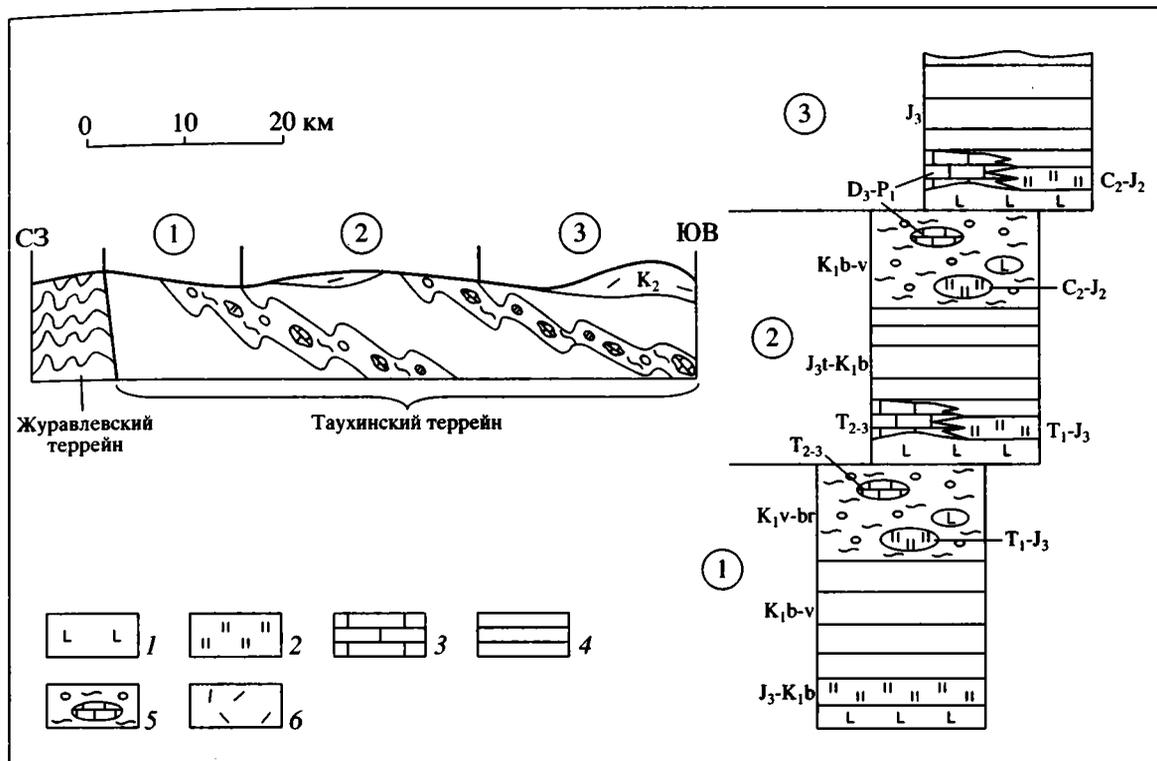


Рис. 3. Генерализованный разрез через Таухинский террейн и стратиграфические колонки выделенных тектоно-стратиграфических единиц.

1 – базальты; 2 – кремни; 3 – известняки; 4 – турбидиты; 5 – олистостромовые образования; 6 – вулканиты.

новлен на основании находок фораминифер [11]. Кремневые породы содержат остатки конодонтов соответствующего возраста [15]. Обломки терригенных пород пока не имеют датировок. Из олистостромовых образований выделен комплекс радиоларий, который указывает на берриас-валанжинский возраст отложений. Нижняя возрастная граница принята по присутствию вида *Pseudodictyonitra carpatica* (Lozuniak), эволюционно первое появление которого приходится на самый конец титона [25]. Верхний возрастной рубеж ограничивается присутствием вида *Pseudodictyonitra primitiva* Matsuoka et Yao, который не известен в отложениях моложе валанжина. Аналогичная олистострома, с включениями и пластинами палеозойских кремнистых и карбонатных пород, обнажается в бассейне р. Маргаритовка (район пос. Щербаковка) и руч. Пантовый (район горы Зарод).

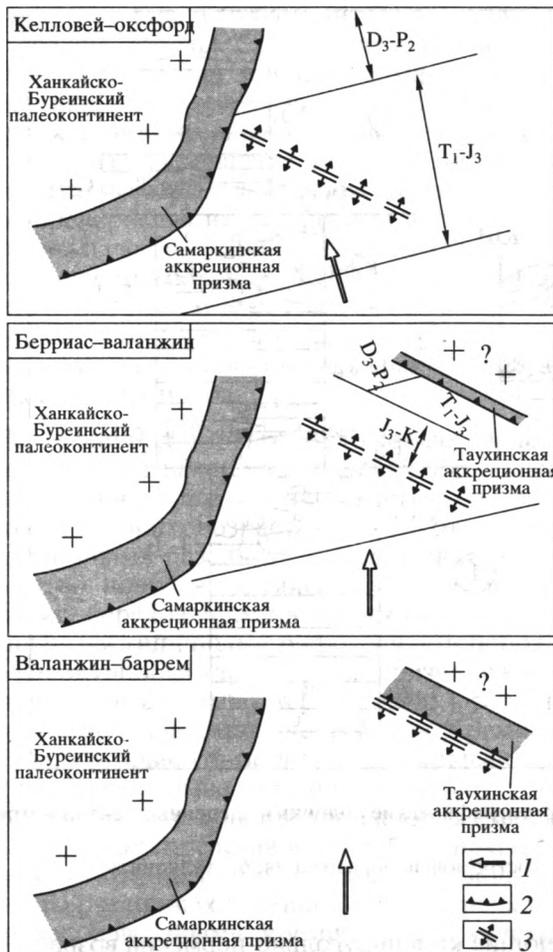
Олистостромовые отложения перекрываются мощной пластиной (около 400 м) палеоокеанических пород, представленных базальтами и залегающими на них рифогенными известняками горы Фудинов Камень. Возраст известняков охватывает интервал времени от позднего девона до позднего карбона. На известняках в пределах описываемого разреза залегают поздне меловые вулканиты. Однако в районе горы Зарод известняки,

имеющие каменноугольно-пермский возраст, сменяются вверх по разрезу серией пластин кремней, охарактеризованных радиолариями перми, триаса, ранней и средней юры [14]. Кремни, в свою очередь, перекрываются турбидитами, из алевроитовых разностей которых нами выделены радиоларии, характеризующие широкий возрастной интервал – от поздней юры по ранний мел включительно. Однако отсутствие представителей рода *Pseudodictyonitra* дает основание считать возраст терригенных пород позднеюрским.

К сожалению, ни в одном из районов нам не удалось наблюдать олистострому, сменяющую турбидиты, которые залегают на палеозойских палеоокеанических образованиях. Она, по всей видимости, либо повсеместно перекрыта поздне меловыми вулканитами, либо уничтожена эрозией. Вместе с тем, данные о ее возрасте могли бы существенно уточнить время начала формирования Таухинского террейна.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Как видно из приведенных выше разрезов, в строении Таухинского террейна принимают участие разновозрастные и разнофациальные образования, представленные чередованием окраинно-континентальных и палеоокеанических пород.



**Рис. 4.** Палеогеодинамическая обстановка вдоль восточной окраины Ханкайско-Буреинского палеоконтинента в конце юрского – начале мелового времени. 1 – направление движения палеоокеанической плиты; 2, 3 – зоны: 2 – субдукции, 3 – локального спрединга.

Возраст палеоокеанических фрагментов изменяется от позднего девона до раннего мела (берриас), в то время как возраст терригенных пород раннемеловой и, отчасти, позднеюрский. При этом характерной особенностью строения террейна является то, что более древние палеоокеанические образования слагают верхние структурные уровни, а более молодые – самые нижние. То же наблюдается и для терригенных пород, перекрывающих палеоокеанические фрагменты (см. рис. 2). Таким образом, в целом Таухинский террейн характеризуется как бы обратной стратификацией слагающих его образований, хотя в пределах какой-либо конкретной структурной единицы разреза стратиграфическая последовательность отложений нормальная (от более древних к более молодым). Таких тектоно-стратиграфических единиц в разрезе террейна на сегодняшний день выделяется три (рис. 3), однако в действительности их может оказаться больше, если подтвердится скользящий возраст переходной пачки от крем-

ней к турбидитам в каждой из четырех пластин горбушинской серии. Аналогичное строение имеют современные аккреционные призмы, формирующиеся на внутреннем (приконтинентальном) склоне желобов современных конвергентных окраин [22, 26, 27 и др.]. Такое строение призм обусловлено тем, что при субдукции океанической плиты первыми аккрецируются ее передовые (наиболее удаленные от центра спрединга и поэтому более древние) участки. Далее к ним, а, вернее, под них, последовательно аккрецируются более молодые участки океанической плиты. В этой связи выявленная особенность строения Таухинского террейна является классической для подобного рода образований, что позволяет более уверенно идентифицировать Таухинский террейн как древнюю аккреционную призму, сформированную в результате аккреции палеоокеанической плиты.

Учитывая данные о возрасте палеоокеанических пород Таухинской призмы, можно говорить, что в нее последовательно аккрецированы фрагменты позднедевонско-пермского, раннетриасово-позднеюрского и позднеюрско-берриасового участков палеоокеанической плиты. Время начала субдукции и, соответственно, последующей аккреции каждого конкретного участка коррелируется с возрастом перекрывающих их терригенных пород, накопление которых осуществлялось уже в желобе в условиях приконтинентальной седиментации. По всей видимости, процесс непосредственной аккреции палеоокеанических фрагментов соответствует времени образования олистостром. В таком случае в позднеюрское время аккрецировались фрагменты палеозойской (девонско-пермской) части палеоокеанической плиты. Для фрагментов раннетриасово-позднеюрского (горбушинского) и позднеюрско-берриасового (эрдагоуского) участков океанической плиты этот момент приходится, соответственно, на берриас-валанжинское и валанжин-барремское время.

Таким образом, в строении Таухинской призмы выделяется как минимум три тектоно-стратиграфические единицы, отличающиеся как возрастом аккрецированных палеоокеанических фрагментов, так и временем их субдукции. В разрезе призм они отделены одна от другой горизонтами олистостром, которые формировались при субдуцировании более молодых фрагментов океанической плиты под более древние. Выявленные особенности строения Таухинской призмы (более молодые отложения слагают самые нижние структурные уровни и, соответственно, более древние – самые верхние), а также характер залегания пород (устойчивое их падение на юго-положном направлении) позволяют сделать вывод, что субдукция палеоокеанических структур и, соответственно, формирование аккреционной призмы осуществлялись не под Ханкайско-Буре-

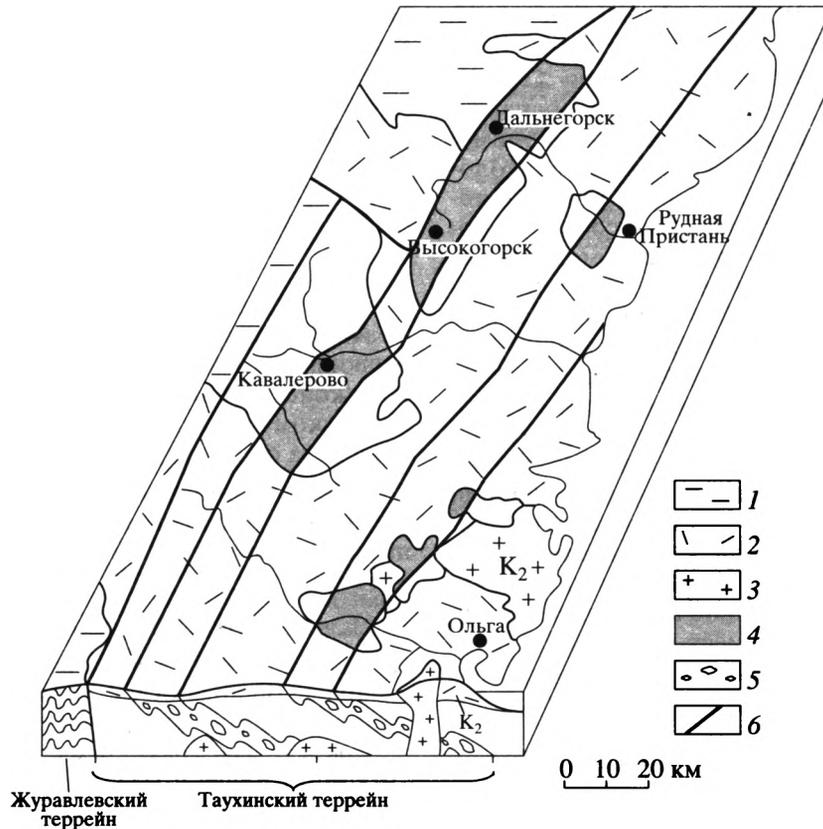


Рис. 5. Геологическая схема, иллюстрирующая районы развития скарновых месторождений и границы выделенных тектоно-стратиграфических единиц.

1 – раннемеловые турбидиты Журавлевского террейна; 2, 3 – поздне меловые: 2 – вулканиты, 3 – гранитоиды; 4 – районы развития скарновых месторождений; 5 – олистостромовые образования; 6 – границы выделенных тектоно-стратиграфических единиц.

инский палеоконтинент (как это в случае с юрско-раннемеловой Самаркинской призмой), а в противоположную сторону, под другой палеоконтинент или островную дугу. В настоящее время трудно предложить какую-либо законченную модель геодинамической обстановки формирования Таухинской призмы. Возможно, на рубеже средней и поздней юры в непосредственной близости от юрской зоны субдукции произошло заложение зон локального спрединга и часть палеоокеанических структур изменила направление движения (рис. 4). На это, в частности, указывают особенности состава эрдагоуских базальтов, которые по геохимическим признакам характеризуют обстановки спрединговых зон окраинных морей [16].

Косвенным подтверждением этого могут служить также данные о составе галек конгломератов таухинской свиты, являющейся возрастным аналогом турбидитов Таухинской призмы, но накопивавшейся в мелководно-морских (шельфовых) условиях и содержащей обильную флору и макрофауну берриаса-валанжина. В современной структуре отложения этой свиты повсеместно надвинуты на породы различных структурных

уровней Таухинской призмы. В составе галек конгломератов, особенно в южных и восточных районах, преобладают габброиды, гранитоиды и метаморфические породы. Данные породы достаточно редки для Самаркинской аккреционной призмы, слагавшей в раннемеловое время восточную окраину Ханкайско-Буреинского палеоконтинента. Такие породы более характерны для Сергеевского террейна, располагавшегося юго-восточнее, или родственного ему Южного Китаками, расположенного сейчас в Японии. Следует отметить, что первые высказывания о наличии в раннемеловое время в противоположном от Ханкайско-Буреинского палеоконтинента направлении другого континента делались П.В. Маркевичем еще в 70-х годах [8, 9]. Согласно его данным, основанным на характерных литологических признаках строения раннемеловых толщ, снос терригенного вещества осуществлялся с востока.

В конце раннемелового времени (в период с баррема по альб) Таухинская призма была причленена к восточной окраине Ханкайско-Буреинского палеоконтинента, поскольку ее отложения совместно с породными комплексами Журавлев-

ского и Самаркинского террейнов перекрыты вулканитами позднего мела.

Выявленная особенность строения Таухинской призмы имеет и практическое значение. Большинство крупных месторождений полиметаллов, вольфрама, бора, в меньшей степени олова в юго-восточном Приморье приурочено к телам известняков, представляющих собой разновеликие блоки и глыбы в олистостроме, а также более крупные аккрецированные пластины. Согласно полученным данным о строении Таухинской призмы, в ее составе выделяется два горизонта олистостром (рис. 5), разделяющих разновозрастные структурные уровни и, соответственно, две полосы выходов их на поверхность. Анализ геологических карт показывает, что районы развития скарновых месторождений и рудопроявлений пространственно совпадают с выходами этих олистостромовых горизонтов на поверхность. Таким образом, в пределах Таухинской призмы намечается две полосы, потенциально перспективные на наличие в них скарновых месторождений. Предполагается, что большая их часть в настоящий момент перекрыта толщей вулканитов и турбидитами Таухинской призмы (см. рис. 5).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе изучения частных разрезов Таухинской призмы были получены новые данные, на основании которых уточнен возраст аккрецированных в нее палеоокеанических фрагментов и их возрастной диапазон в целом. Новые данные о возрасте переходных от палеоокеанических образований к окраинноконтинентальным отложениям слоев позволили уточнить время аккреции каждого конкретного палеоокеанического фрагмента. По совокупности этих данных и структурному соотношению в разрезе палеоокеанических фрагментов и перекрывающих их турбидитов стало возможным расчленение Таухинской призмы на несколько тектоно-стратиграфических единиц, характеризующих определенные структурные ее уровни, и соответственно восстановление эволюционной последовательности формирования призмы. Таких тектоно-стратиграфических единиц в разрезе призмы выделяется три. Каждая из выделенных единиц состоит из палеоокеанических образований, плавно переходящих выше по разрезу в терригенные породы окраинноконтинентального происхождения, которые далее постепенно сменяются олистостромой, формировавшейся в момент субдупцирования очередной (более молодой) порции океанической плиты под более древнюю.

Таким образом, в процессе образования Таухинской призмы можно выделить три этапа. В позднейюрское время аккрецировались фрагменты палеозойской (девонско-пермской) части палеоокеанической плиты. В берриас-валанжинское и

валанжин-барремское время аккрецировались, соответственно, фрагменты раннетриасово-позднеюрского и позднеюрско-берриасового участков океанической плиты. На основе сопоставления частных разрезов реконструирован полный разрез призмы, что существенным образом меняет представления о геологическом строении юго-восточной части Сихотэ-Алинского региона.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность члену-корреспонденту РАН А.И. Ханчуку за ценные советы и консультации, а также профессору Н.В. Коронковскому и доктору геол.-мин. наук А.О. Мазаровичу за обсуждение и критические замечания.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 98-05-65346).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М: Наука, 1991. 125 с.
2. Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С., Филипов А.Н. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45–57.
3. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В., Симаненко В.П. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) // Препринт. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 82 с.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 2. С. 13–26.
5. Кемкин И.В. Мезозойские олистостромовые комплексы Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 133–139.
6. Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Юрско-раннемеловая био-стратиграфия кремнистых и терригенных отложений Дальнегорского рудного района (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 1. С. 59–76.
7. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о раннемеловом аккреционном комплексе в бассейне р. Черная (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1993. № 1. С. 140–143.
8. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДФ СО АН СССР, 1970. 114 с.
9. Маркевич П.В. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 144 с.
10. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 111 с.
11. Никитина А.П. Позднепалеозойские фузулиниды Кавалеровского и Ольгинского районов и их био-стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.. Владивосток: ППГО, 1971. 22 с.

12. Парняков В.П. О возрасте, строении и положении в разрезе олистостром Дальнегорского района // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 44–67.
13. Парфенов Л. М., Ноклеберг У. Дж., Ханчук А. И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты северной и центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 3–13.
14. Руденко В.С., Панасенко Е.С. Новые находки позднепермских радиолярий в Приморье // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 117–124.
15. Рыбалка С.В. Конодонты Приморья. Состояние изученности // Препринт. Владивосток: БПИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 26 с.
16. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Кемкин И.В. Базальты ердагоуской свиты Приморья и их геодинамическая позиция // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 82–89.
17. Тихомирова Л.Б. Юрские радиолярии Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 123–126.
18. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое – раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–255.
19. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В., Бурый Г.И., Кемкин И.В. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 186–190.
20. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое // Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
21. Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны восточного Сихотэ-Алиня, на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 99–107.
22. Huene R., Langseth M., Nasu N., Okada H. A summary of Cenozoic tectonic history along IPOD Japan Trench transect // Geological Society of America Bulletin. 1982. V. 93. P. 829–846.
23. Kemkin I.V. New data on the geology and age of the Koreiskaya River area (South Sikhote-Alin) // Island Arc. 1996. № 5. P. 130–139.
24. Kemkin I. V., Rudenko V. S., Taketani Y. Some Jurassic and Early Cretaceous radiolarians from chert-terrigeneous sequence of the Taukha Terrane, southern Sikhote-Alin // Memoirs of the Geological Society of Japan. 1997. № 48. P. 163–175.
25. Matsuoka A. Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific // Island Arc. 1995. V. 4. P. 140–153.
26. Ogawa Y. Variety of subduction and accretion processes in Cretaceous to Recent plate boundaries around southwest and central Japan // Tectonophysics. 1985. V. 112. P. 493–518.
27. 6000 METERS DEEP: A Trip to the Japanese Trenches / Eds. Fujioka K., Taira A. et. al. IFREMER /CNRS/ UNIVERSITY of TOKYO PRESS, 1988. 103 p.

Рецензенты: А.О. Мазарович,  
Н.В. Короновский

## Taukha Terrane of Southern Sikhote Alin: Geology and Evolution

I. V. Kemkin<sup>1</sup> and R. A. Kemkina<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Far East Geological Institute, Far East Division, Russian Academy of Sciences, pr. Stoletiya Vladivostoka 159, Vladivostok, 660022 Russia

<sup>2</sup>Mining Institute, Far East State Technical University, ul. Pushkinskaya 10, Vladivostok, 690091 Russia

The results obtained in an integrated lithological–geological–paleontological study of individual sections of the Taukha terrane allowed a refinement of its geology and the reconstruction of its complete section. Three tectono–stratigraphic units corresponding to its structural levels and, consequently, to its evolution stages have been recognized within the terrane. Each unit is constituted by paleoceanic deposits grading up dip into clastics and overlaid by an olistostrome. The recognition of the units was made possible by new data on the age of the paleoceanic fragments and overlying clastic rocks. The terrane is mainly characterized by its most ancient paleoceanic constituents and, consequently, the overlying clastics, the olistostrome inclusive, building up the upper structural levels with its base made up of its youngest rocks. The geology of the terrane allows it to be characterized as an ancient accretionary prism created by accretion of individual fragments of a paleoceanic plate. With consideration for the age of the paleoceanic rocks of the Taukha prism, it may be concluded that the fragments of the Upper Devonian–Permian, Lower Triassic–Upper Jurassic, and Upper Jurassic–Berriasian segments of the paleoceanic plate were successively accreted into the Taukha prism.

УДК 551.242(234.42)

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА КАЙНОЗОЙСКИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОВИНЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЛКАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

© 2000 г. М. Марович, И. Докович, Л. Пешич, М. Тольич, Н. Герзина

*Рудно-геологический факультет Белградского Университета, Югославия*

Поступила в редакцию 20.09.99 г.

Анализ обширной геологической (стратиграфической, палеогеографической, структурно-тектонической, седиментологической и петрологической) и геофизической информации позволил выделить на территории центральной части Балканского полуострова три палеоген-неогеновые и неогеновые седиментационные провинции: Динаридо-Крайштитскую, Сербскую и Эгейско-Косово-Метохийскую. Каждая из них хорошо выражена в пространстве, времени и генетически и представляет собой относительно однородную область. Геометрия и кинематика депрессионных структур в этих седиментационных провинциях являются результатом различных геодинамических событий. Динаридо-Крайштитская магматическо-седиментационная провинция генетически связана с олигоцен-раннемиоценовым обрамлением альпийских складчатых сооружений в центральной части Балканского полуострова. Сербская седиментационная провинция образовалась в ходе средне- и позднемиоценового растяжения и погружения в Паннонском бассейне. Депрессионные структуры в Эгейско-Косово-Метохийской седиментационной провинции генетически связаны с обрушением Эгейской впадины (главным образом, в плиоцене–квартере) или с формированием задуговых бассейнов в тылу Эллинской субдукционной зоны. В статье приведены стратиграфическое и палеогеографическое описание седиментационных областей, показаны тектонические соотношения их с окружающими районами, а также их эволюция и геодинамические обстановки образования.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

В центральной части Балканского полуострова относительно широко распространены палеоген-неогеновые и неогеновые образования. Они представлены пресноводными и морскими отложениями и, в меньшей мере, магматическими породами. В то время как их литология довольно хорошо известна, их стратиграфическое расчленение и возраст не везде достаточно изучены. Это, в частности, относится к осадкам, накопившимся в неогеновых пресноводных озерах, и магматическим образованиям, относительный и абсолютный возраст которых не может быть установлен из-за отсутствия достоверных данных. Так, например, некоторые неогеновые породы были датированы в широких рамках от раннего миоцена до плиоцена и даже более широко как олигоцен-миоценовые, миоценовые, миоцено-плиоценовые или плиоценовые.

Рассмотрению геологии палеоген-неогеновых и неогеновых отложений в центральной части Балканского полуострова в последнее время уделялось значительное внимание. Были сделаны попытки исследовать более точно возраст этих пород и их седиментационные особенности. Особое внимание уделялось их структурно-тектонической характеристике [10, 27, 28, 30, 33–35]. Был достигнут прогресс в определении абсолютного и относительного возраста палеоген-неогеновых и

неогеновых магматических пород [17–19]. Были использованы также новые методы исследования неогеновых бассейнов (сейсмическое профилирование). Полученная информация позволила реконструировать геодинамику некоторых областей центральной части Балканского полуострова для неогена и квартера [2, 24, 25, 29, 31, 34, 35, 47].

Все опубликованные данные и предложенные интерпретации были использованы при выделении в центральной части Балканского полуострова трех обширных палеоген-неогеновых и неогеновых седиментационных провинций, более или менее отчетливо обособленных как во времени, так и в пространстве (рис. 1). Это Динаридо-Крайштитская, Сербская и Эгейско-Косово-Метохийская провинции. В центральной части Балканского полуострова геологическую и геодинамическую эволюцию всех трех провинций можно подвергнуть сравнительному изучению; при всем том, они представляют собой лишь части обширной седиментационной и палеогеографической области Европейского континента. Каждая из провинций генетически связана с различными геодинамическими событиями: Динаридо-Крайштитская седиментационная провинция развивалась в обстановке растяжения и обрушения (коллапса) осевых частей альпид Балканского полуострова; Сербская и Эгейско-Косово-Метохийская провинции отражают результат растяжения и обру-

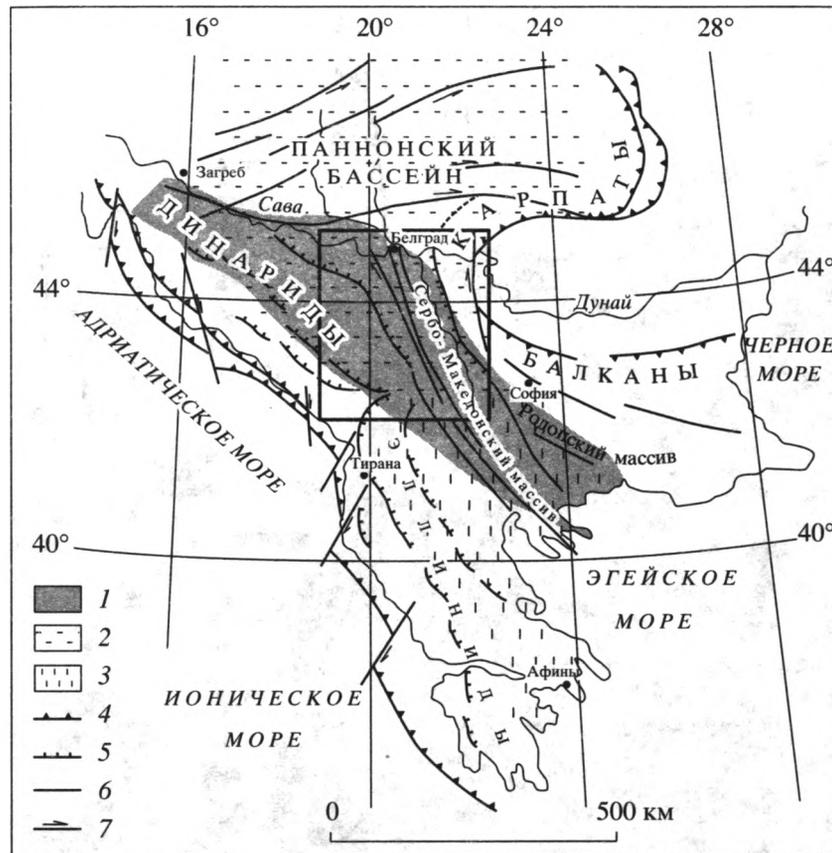


Рис. 1. Географическое положение изученной области (прямоугольник в центре карты).

1–3 – седиментационные провинции: 1 – Динаридо-Крайштинская, 2 – Паннонско-Сербская, 3 – Эгейско-Косово-Метохийская; 4 – конвергентные границы орогенов и платформ; 5 – тектонические покровы и надвиги; 6 – сбросы; 7 – сдвиги. Прямоугольник – местоположение рис. 2–4, 7, 8.

шения (коллапса) соответственно Паннонского и Эгейского регионов.

Задача этой работы – дать тектоническую характеристику палеоген-неогеновых и неогеновых седиментационных провинций центральной части Балканского полуострова, в частности, генезиса и геодинамических условий их формирования. При этом нельзя было избежать некоторых ограничений и упрощений.

Во-первых, наша концепция основывается на данных, которые отличаются по своему качеству и детальности; некоторые из них, как, например, фито-стратиграфическая информация, имеют относительно низкий уровень надежности. Во-вторых, детальность хроностратиграфического расчленения отложений неогеновых седиментационных провинций ограничена, поскольку структурно-стратиграфические комплексы в них подвергались преобразованию в ходе их обособления в более мелкие самостоятельные единицы, а также включения части ранее существовавших седиментационных провинций в состав позднее возникших. Однако несмотря на эти ограничения каждая из выделенных неогеновых обстановок осадконакопления

была связана с определенным геодинамическим событием и обычно образует гомогенную во времени и пространстве систему.

## 2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОВИНЦИЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Существующая интерпретация происхождения палеоген-неогеновых и неогеновых (озерных и морских) седиментационных провинций центральной части балканского полуострова в целом связана с представлением о коллапсе Паннонского бассейна. Это частично правильно, поскольку действительно появление многих депрессионных структур обусловлено процессами погружения этого бассейна. Однако имеются также палеоген-неогеновые и неогеновые седиментационные провинции, тектоно-стратиграфическая эволюция которых объясняется не развитием Паннонского бассейна, а более ранними либо более поздними деформациями растяжения в балканском регионе.

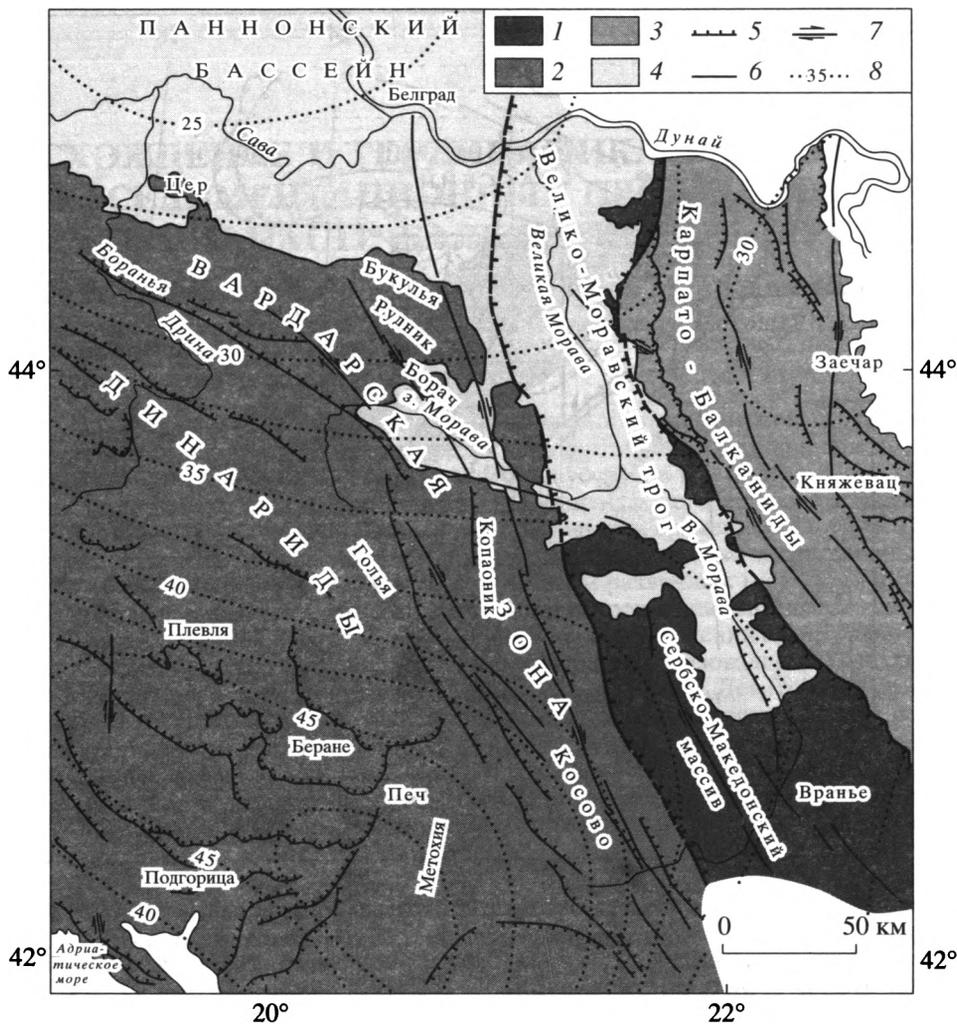


Рис. 2. Главные тектонические структуры центральной части Балканского полуострова.

1 – Сербско-Македонский массив; 2 – Динариды; 3 – Карпато-Балканиды; 4 – Паннонский бассейн и Пери-Паннония; 5 – покровы и надвиги; 6 – сбросы; 7 – сдвиги; 8 – глубина залегания (в километрах) поверхности Мохоровичича в центральной части Балканского полуострова, по [1].

### 2.1. Краткий обзор тектонической обстановки в центральной части Балканского полуострова

Палеоген-неогеновые и неогеновые обстановки осадконакопления в центральных районах Балканского полуострова определялись очень сложной тектонической картиной (см. рис. 2), возникшей в результате значительного горизонтального сокращения и сжатия литофациальных (формационных) зон, существовавших в мезозое и раннем кайнозое. Главными тектоническими структурами в этом регионе являлись Динариды, Сербско-Македонский массив, Карпато-Балканиды и бассейны: Паннонский, Адриатический и Дакийский. Первые три из них состоят из ряда более мелких структур, шарьяжных, надвиговых и складчатых систем. Совокупность складок и надвигов является результатом повторных мезозойско-кайнозойских деформаций сжатия, происхо-

дивших в процессе конвергенции различных зон с океанической и континентальной корой в Тетической провинции между Адриатической и Европейской литосферными плитами. Главные субдукционные и коллизионные процессы в центральной части Балканского полуострова закончились в конце позднего мела или в раннем палеогене. Эффекты позднейшего горизонтального сокращения коры проявились в самых “внешних” зонах Динарид и являются следствием континентальной субдукции (коллизии) Адриатической плиты под Динариды. Широко распространено мнение, что основное сильное сжатие в пограничной зоне между Адриатической плитой и Динаридами произошло в эоцене (“пиренейская фаза”), что следует из позднеэоценового возраста флишевых отложений Адриатическо-Понтийской зоны и “внешних” Динарид. Однако позднейшие палеон-

толого-стратиграфические исследования этих пород в прибрежных районах Черногории и Далмации [4, 38, 39] показали, что образование флиша не окончилось в эоцене, но продолжалось в олигоцене и миоцене вплоть до тортона. Иначе говоря, условная субдукция (или коллизия) Адриатической плиты под Динариды развивалась в течение всего отмеченного времени. Результатом этих процессов конвергенции в краевых частях внешних Динарид (Адриатико-Ионической зоне и зоне Будва) явились отчетливо выраженные складки с юго-западной вергентностью, покровы, надвиги, взбросы и флексуры. Соответственно, в других зонах альпид центральной части Балканского полуострова между Адриатической и Европейской (Мёзийской) плитами в течение палеоцена и эоцена в условиях сжатия активизировались или образовались многочисленные крупные разломы. Среди них главная роль принадлежит продольным разломам, простирающимся в СЗ–ЮВ-ом и ССЗ–ЮЮВ-ом направлениях в Динаридах и в ССЗ–ЮЮВ-ом и меридиональном направлениях на Сербско-Македонском массиве и Карпато-Балканидах. По этим разломам происходили правосторонние сдвиговые смещения. Разломы с подобными геометрическими и кинематическими характеристиками наиболее четко выражены в Вардарской зоне. В целом эту зону можно рассматривать как сложную трансформную зону в эоцене и даже в палеоцене с характерными правосторонними сдвигами, которые затрагивали и соседние участки, особенно в Сербско-Македонском массиве и Карпато-Балканидах.

Другие две четко выраженные системы крупных разломов располагаются поперечно или диагонально по отношению к региональным тектоническим зонам и складчатым структурам. В Динаридах они простираются в СЗ–ЮВ-ом, С–Ю-ом, З–В-ом направлениях, а в Сербско-Македонском массиве, Карпато-Балканидах и в части Вардарской зоны – в СВ–ЮЗ-ом, СЗ–ЮВ-ом и ЗСЗ–ВЮВ-ом направлениях. Многие из них часто представляют, вместе с тем, сопряженные пары разломов с лево- или правосторонним горизонтальным смещением. Раннепалеогеновые движения, еще сильнее сжавшие эти провинции, подготовили структурную основу для тектонических событий, которые последовали в олигоцене и, особенно, в неогене. В результате сложного суммирования процессов субдукции, обдукции, шарфирования, надвигов и складкообразования формировалась относительно мощная земная кора. Затем образовалась сложная система разломов, частично реактивированных процессами растяжения в олигоцене и неогене.

В олигоцене и особенно в неогене центральные части Балканского полуострова были вовлечены в деформации растяжения, которые привели к погружению и обособлению трех провинций осадконакопления озерных и морских осадков.

## 2.2. Динаридо-Крайштитидская седиментационная провинция

Динаридо-Крайштитидская седиментационная провинция генетически связана с гравитационным обрушением, которое произошло в олигоцене и раннем миоцене в осевых частях Балканского полуострова. Существование мощной континентальной коры в орогенической области создает условия благоприятные для обрушения (коллапса) в обстановке растяжения [8, 9, 11, 26, 40]. Предполагается, что ороген является ослабленной зоной, склонной к проявлениям постколлизии релаксации, даже в том случае, если он не испытал исключительно интенсивного воздымания, в частности, потому, что он обладает мощной корой [2]. Конфигурация поверхности раздела Мохоро-вичича в центральной части Балканского полуострова свидетельствует о том, что наиболее мощная кора – от 40 до 45 км и более – присутствует в зонах Динарид, наиболее приближенных к Адриатической плите (“Внешние Динариды”) (рис. 2). Однако поскольку наибольшее сокращение ширины балканских альпид произошло в их осевых зонах (по отношению к Адриатической и Европейской плитам), то имеются основания допустить, что после мелового–палеогенового сокращения кора была значительно более мощной, чем в настоящее время. Нынешняя ситуация, то есть сокращение мощности земной коры в данной области, было результатом постэоценового растяжения, наиболее сильно проявившегося в Паннонском бассейне.

Имеются факты, свидетельствующие о том, что перед погружением Паннонского бассейна растягивающие деформации охватили значительную территорию в центральной части Балканского полуострова. На это, прежде всего, указывает наличие пояса магматических образований и палеоген-неогеновых и неогеновых озерных бассейнов (рис. 3). Это пояс третичной, олигоценовой и раннемиоценовой тектоно-магматической активизации [12, 13, 37], СЗ–ЮВ-го простираения, частично наследующий простираение мезоальпийских структур (Динарид и, в частности, Вардарской зоны) и пересекающий их по диагонали (Вардарскую зону, Сербско-Македонский массив и Родопы). Этот пояс пересекает более древние коллизийные зоны и протягивается параллельно палеоген-миоценовой границе Адриатической плиты с Динаридами–Эллинидами, что позволяет предполагать генетическую связь между ними. Концентрация магматических пород, в частности, значительна в Вардарской зоне центральной части Балканского полуострова (гранитоиды Цера, Боранья, Букуля, Космай, Копаоник и вулканические породы Рудника, Копаоника, Котленика, Борача). Новейшие исследования показали, что магматическая деятельность в этих районах про-

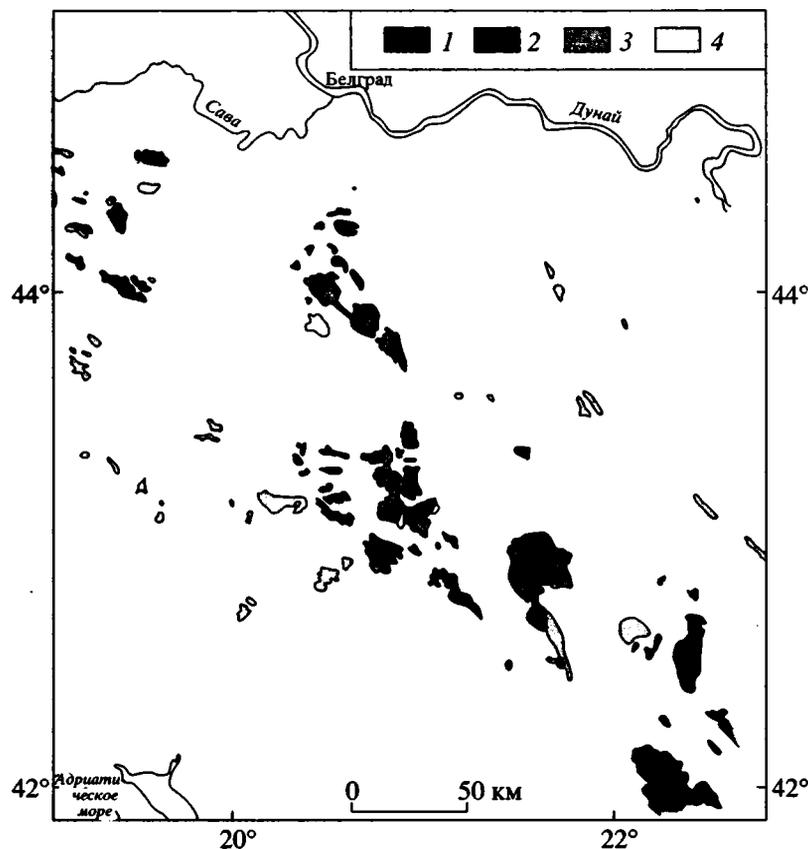


Рис. 3. Современное распространение палеогеновых и неогеновых пород в Динаридо-Крайшtidской магматическо-седиментационной провинции.

1 – гранитоиды (олигоцен и миоцен); 2 – вулканиты (олигоцен, нижний миоцен, средний (?) миоцен); 3 – пирокластиты и вулканогенно-осадочные образования нерасчлененные (олигоцен, нижний миоцен, средний (?) миоцен); 4 – осадочные отложения (олигоцен (?), нижний миоцен).

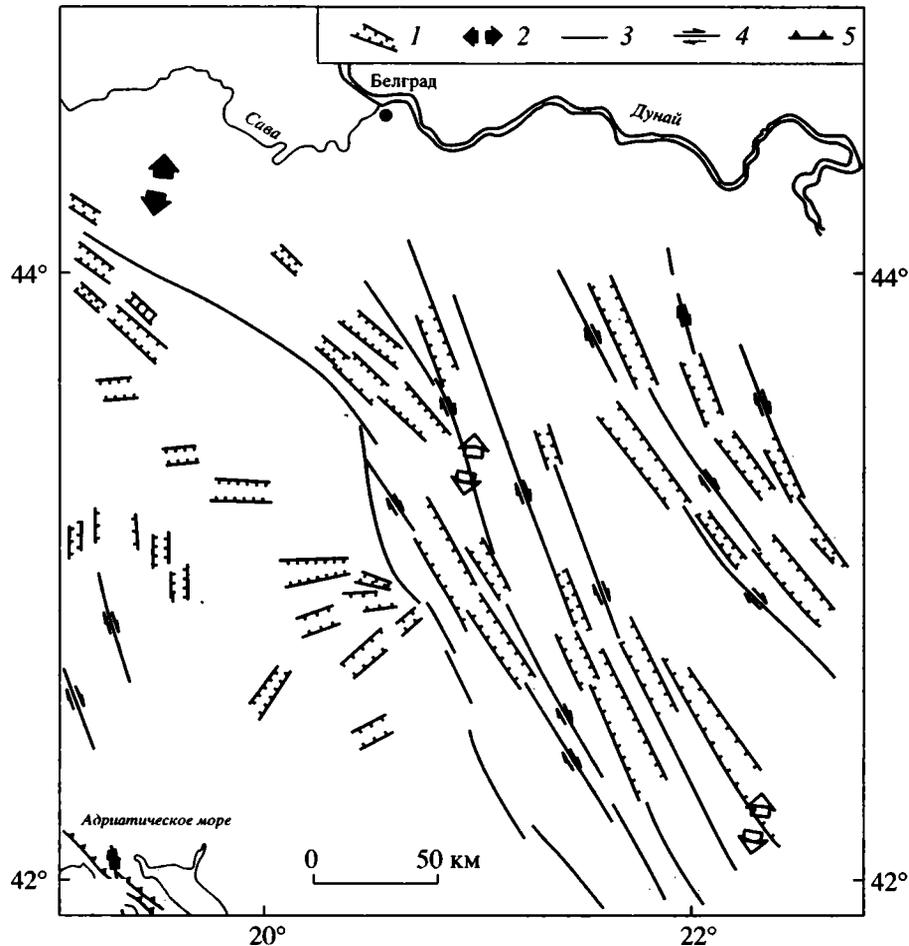
должалась с начала олигоцена до раннего миоцена, а местами – до среднего миоцена [17–19].

Озерные бассейны располагаются внутри магматического пояса, а также в относительно широких зонах по обе стороны от него (см. рис. 3). Все эти бассейны заполнены пресноводными осадками, и лишь бассейны внутри вулканического пояса содержат значительную примесь вулканогенного материала, что свидетельствует в пользу их гипотетической генетической связи с магматической деятельностью. В некоторых бассейнах отложения стратиграфически трудно расчлениить. Несомненно, что они накопились не одновременно, но в течение одного интервала времени – от среднего олигоцена до середины раннего миоцена. Бассейны относятся к типу бассейнов растяжения или растяжения, сопряженно со сдвигом (транстензионных) (рис. 4). Их геометрия контролировалась наличием доолигоценовых разломов, что объясняет вариации в их форме и кинематике, зависящие от более древних тектонических зон, в которых они развивались (см. рис. 4). Так, например, длинные оси бассей-

нов в пределах Сербско-Македонского массива, Карпато-Балканид и части Вардарской зоны вытянуты в ССЗ–ЮЮВ-ом (или СЗ–ЮВ-ом) направлении, и они частично принадлежат к транстензионному типу (т.е. образовались при сдвиговых смещениях в длительно вытянутых зонах разломов). На большей части площади Динарид бассейны принадлежат к типу бассейнов растяжения, образовавшихся при опускании вдоль нормальных поперечных и диагональных сбросов.

Инверсия бассейнов, особенно резко выраженная в пограничной зоне между Сербско-Македонским массивом и Карпато-Балканидами и внутри Карпато-Балканид, происходила в раннем миоцене до карпатского века.

Геодинамическая и формационная история этой магматическо-седиментационной области в течение олигоцена и раннего миоцена могла протекать следующим образом: во время палеоценовых коллизионных событий в альпидах этой части балканского полуострова почти полностью сформировался ороген с относительно мощной земной корой. Как уже говорилось, эти



**Рис. 4.** Геометрия и палинспастическая конфигурация бассейновых структур в Динаридо-Крайштинской магматическо-седиментационной провинции перед инверсией бассейнов (очень упрощенное и гипотетическое представление). 1 – контуры бассейнов; 2 – направления растяжения; 3 – разломы; 4 – сдвиги; 5 – конвергентная граница Динарид и Адриатической плиты.

районы были уже ослабленными и благоприятными для проявления в них деформаций растяжения. В процессе образования орогена в позднем эоцене обладающая пониженной вязкостью нижняя часть континентальной литосферы (пограничный anomalно разогретый слой) приобрела неустойчивость, что привело к значительному увеличению геотермического градиента, плавлению самой верхней, литосферной, части мантии и в итоге – к формированию очагов гранитоидной магмы и ее воздыманию. Субсеквентная магматическая активность стремилась уравновесить нестабильность пограничного термального слоя литосферы. Разогрев ослабил тектонические структуры земной коры рассматриваемой области, в которых в обстановке последующего растяжения возникла протяженная и относительно широкая зона СЗ–ЮВ-го простирания. Ее проседание в условиях растяжения сопровождалось вулканическими извержениями. Гранитоиды Динаридо-Крайштинской зоны растяжения формировались в

течение двух фаз [17–19]. Породы ранней, олигоценовой, фазы представлены известково-щелочными гранитами I-типа, образовавшимися из подкорковых расплавов при частичном плавлении верхней литосферной части мантии и позднее контаминированными коровым материалом (Букуля, Копаоник, Авала). К поздней, олигоцен-миоценовой, фазе принадлежат граниты известково-щелочного I-типа (ранняя субфаза) и граниты S-типа (поздняя субфаза). Граниты ранней субфазы образовались из подкорковых расплавов (подобно гранитам ранней олигоценовой фазы), а граниты поздней субфазы – при частичном плавлении лейкократового материала коры или более ранних гранитов (коллизийный тип гранитов по их химизму: Цер, Букуля).

Вулканизм в Динаридо-Крайштинском поясе растяжения проявлялся одновременно с образованием олигоценовых и олигоцен-миоценовых гранитоидов, местами продолжавшимся в течение всего раннего миоцена, а кое-где, возможно,

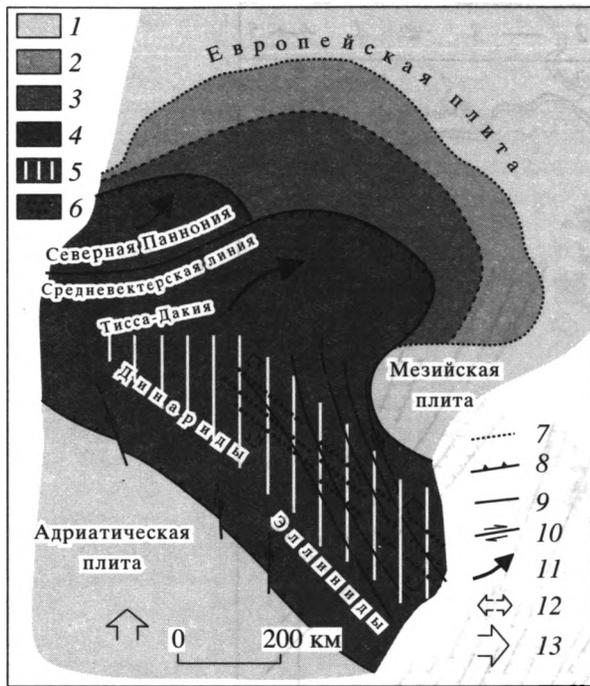


Рис. 5. Кинематика Динаридо-Крайштитидской седиментационной провинции (олигоцен–ранний миоцен) перед инверсией бассейнов (данные для Паннонской области по [5, 6]).

1 – континентальная кора платформ; 2 – она же утоненная; 3 – океанская кора (?); 4 – континентальная кора орогенов; 5 – олигоцен-раннемиоценовая магматическо-седиментационная провинция; 6 – магматический пояс; 7 – современный фронт карпатских покровов; 8 – конвергентные границы орогенов и платформ в конце палеогена; 9 – сбросы; 10 – сдвиги; 11–13 – направления: 11 – вращения блоков, 12 – растяжения в Динаридо-Крайштитидской седиментационной провинции в олигоцене–раннем миоцене, 13 – дрейфа Адриатической плиты.

и в среднем миоцене (Борач). Олигоцен-раннемиоценовое растяжение в осевых частях балканских альпид было в значительной мере компенсировано развитием надвигов с юго-западной вергентностью в коллизионной зоне конвергенции Адриатической плиты и Динарид (рис. 5). Важным сопутствующим явлением в южной части Паннонской провинции явилась тектоническая активность Тисса-Дакийского континентального элемента, выраженная в его горизонтальном перемещении и вращении по часовой стрелке и его субдукционно-коллизионном взаимодействии с Европейской плитой [3, 5–7, 22]. Это приводит к обоснованному предположению о том, что гравитационное обрушение было частично компенсировано также тектоническим перемещением к северо-востоку Тисса-Дакийского континентального блока (см. рис. 5). Наличие олигоцен-миоценовых и раннемиоценовых трансформационных бассейнов в Вардарской зоне, Сербско-Македонском массиве

и Карпато-Балканидах приводит к такому же выводу (см. рис. 4).

Представленный сценарий вполне сходен с геодинамической моделью, согласно которой ороген образовался в тылу наклоненной к северо-востоку или к востоку субдукционно-коллизионной зоны (в направлении астеносферного течения, по [41], где создавались условия для его коллапса).

Структурные соотношения палеоген-неогеновых и неогеновых отложений указывают на то, что инверсия бассейнов в Динаридо-Крайштитидской седиментационной провинции произошла в конце раннего миоцена, перед карпатским веком (в оттангском веке?). Интенсивность тектонических движений и вызванных ими деформаций возрастают в восточных районах центральной части Балканского полуострова. Таким образом, сжатие проявилось в восточных районах Вардарской зоны, в Сербско-Македонском массиве и Карпато-Балканидах восточной Сербии в форме правосторонней транспрессии, которой подверглись бассейны между участками разломов ССЗ-ЮЮВ-го (С-Ю)-го простирания. В результате неогеновые отложения были раздавлены и “выжаты” между взбросами, надвигами или даже местами тектонически перекрыты комплексами более древних пород (гравитационными покровами). В Динаридах подобные структурные явления не были отмечены (за исключением пограничного пояса между Вардарской зоной и Сербско-Македонским массивом). В пределах Динарид участки бассейнов были мозаично разбиты разломами и расчленены на ряд блоков и субблоков, в которых палеоген-неогеновые и неогеновые отложения подверглись умеренному складкообразованию, главным образом, в результате вращения блоков.

Большинство этих бассейнов позднее испытало воздымание перед и в течение квартала, их отложения в значительной части были уничтожены эрозией, а сохранившиеся останцы недостаточно представительны для воссоздания общей картины седиментации в озерных бассейнах этого региона.

Другая часть седиментационной провинции была переработана, реактивирована и вошла в состав Пери-Паннонской и Пери-Эгейской неогеновой седиментационно-палеогеографической провинции.

### 2.3. Сербская седиментационная провинция

Сербская седиментационная провинция контролировалась процессами формирования и эволюции Паннонского бассейна. Новые региональные и детальные исследования, выполненные для оценки нефтяных и газовых ресурсов, увеличили наши знания об особенностях тектоники и седиментации Паннонского бассейна. Были разрабо-

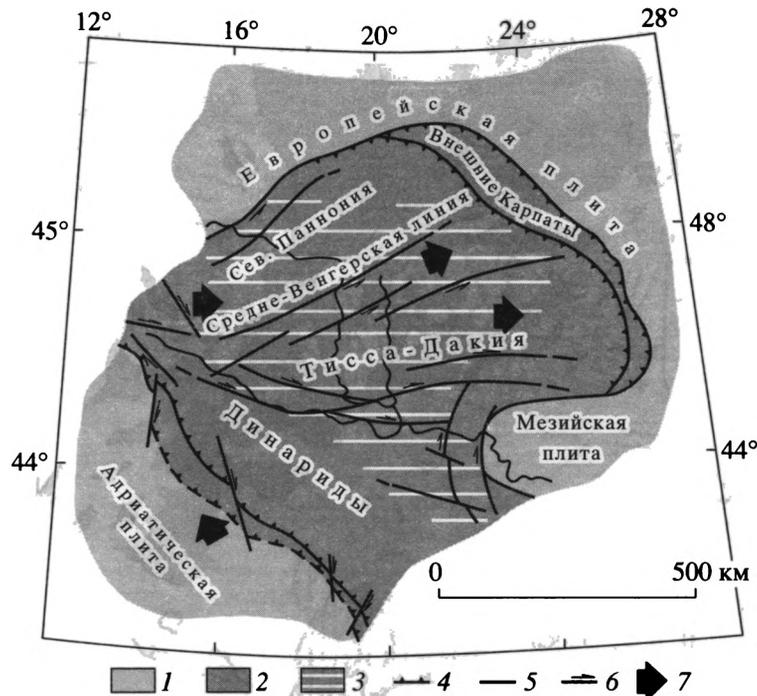


Рис. 6. Кинематика Сербской седиментационной провинции в среднем миоцене (данные о Паннонском бассейне – по [14]). 1, 2 – континентальная кора: 1 – платформ, 2 – орогенов; 3 – области проявления растяжения; 4 – конвергентные границы орогенов и платформ; 5 – сбросы; 6 – сдвиги; 7 – направления движения блоков, плит.

таны новые геодинамические модели его развития [3, 5–7, 14–16, 42–44, 46, 49, 50].

Среди большинства современных ученых существует общее согласие в отношении того, что Паннонская система бассейнов возникла в результате растяжения литосферы и что она характеризуется тонкой континентальной корой и высокой температурой литосферы. Другими словами, она представляет собой задуговой бассейн, образовавшийся в процессе субдукции и коллизии Европейской утоненной континентальной (или океанической?) коры под континентальными фрагментами внутренних Карпат. Отдельные бассейны и желоба в пределах Паннонской области связаны с местным растяжением коры или с трансензионной активностью разломов СВ-ЮЗ-го и ЗСЗ-ВЮВ-го простирания, а так же с процессами растяжения и развития нормальных сбросов. Большинство ученых придерживается мнения, что процесс погружения в Паннонском бассейне прошел через две фазы. Во время первой фазы (карпатий–бадений–сармат) погружение в основном было результатом растяжения коры. Оно было быстрым и происходило внутри четко ограниченных сбросами областей. Вторая фаза (паннонско-плиоцено-четвертичная) характеризовалась более медленным погружением, вызванным понижением термальных аномалий.

Для формирования Сербской седиментационной провинции были существенны тектонические события, имевшие место в южной части Паннонского бассейна (к югу от Средневенгерской линии разломов), т.е. взаимодействие между Тисса-Дакийской континентальной структурой и Европейской плитой. В течение предшествовавшего компрессионного эпизода (в оттангии?) Тисса-Дакийский континентальный сегмент завершил вращение по часовой стрелке и испытал транс-прессионную деформацию по отношению к континентальному блоку северо-западной части Паннонского бассейна вдоль Средневенгерской линии разломов [5]. Одновременно с этими движениями, как было отмечено, бассейны в Динаридо-Крайштитской седиментационной провинции испытали инверсию. Растяжение во Внутрикарпатском террейне, связанное и синхронное с формированием тектонических покровов во Внешних Карпатах [5], происходило после компрессионного события. В Карпатский коллапс были вовлечены как Паннонские континентальные элементы, так и некоторые Пери-Паннонские области, в частности, в центральной части Балканского полуострова (рис. 6). Об этом свидетельствуют многочисленные озерные бассейны Сербии, расположенные южнее рек Сава и Дунай и между реками Дрина и Тимок, которые покрывают обширную “воронкообразную” область, называемую Серб-

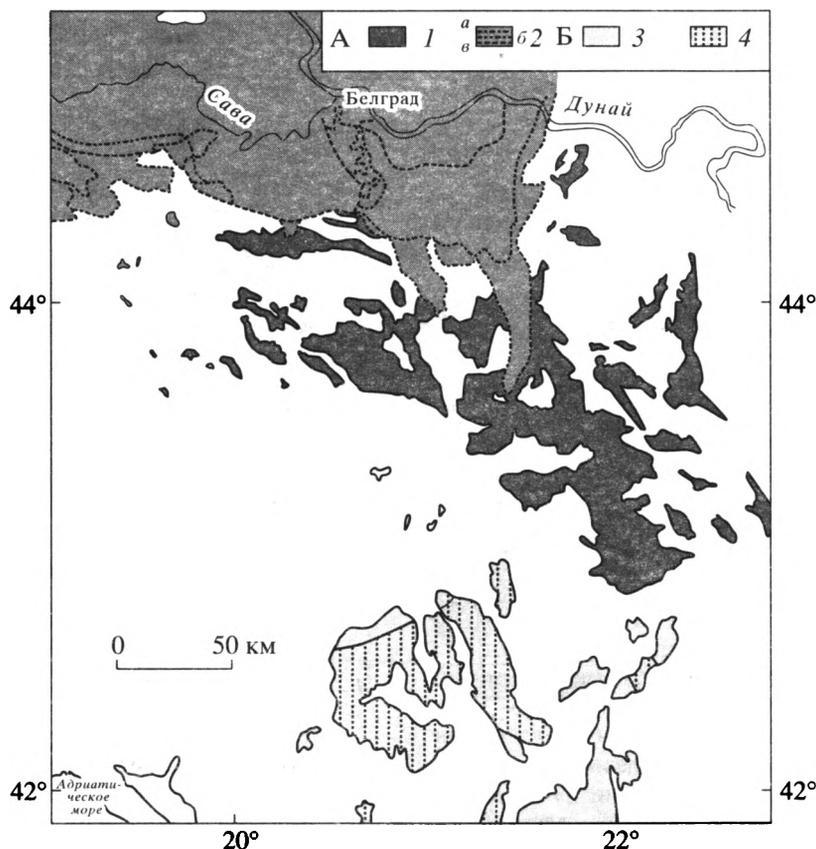


Рис. 7. Современное распространение неогеновых отложений.

А – Сербская седиментационная провинция.

1 – озерные отложения (верхний карпатий (?)–нижний бадений); 2 – морские и пресноводные отложения и границы их распространения: а – бадений, б – сармат и паннон, в – понт.

Б – Эгейско-Косово-Метохийский седиментационный домен.

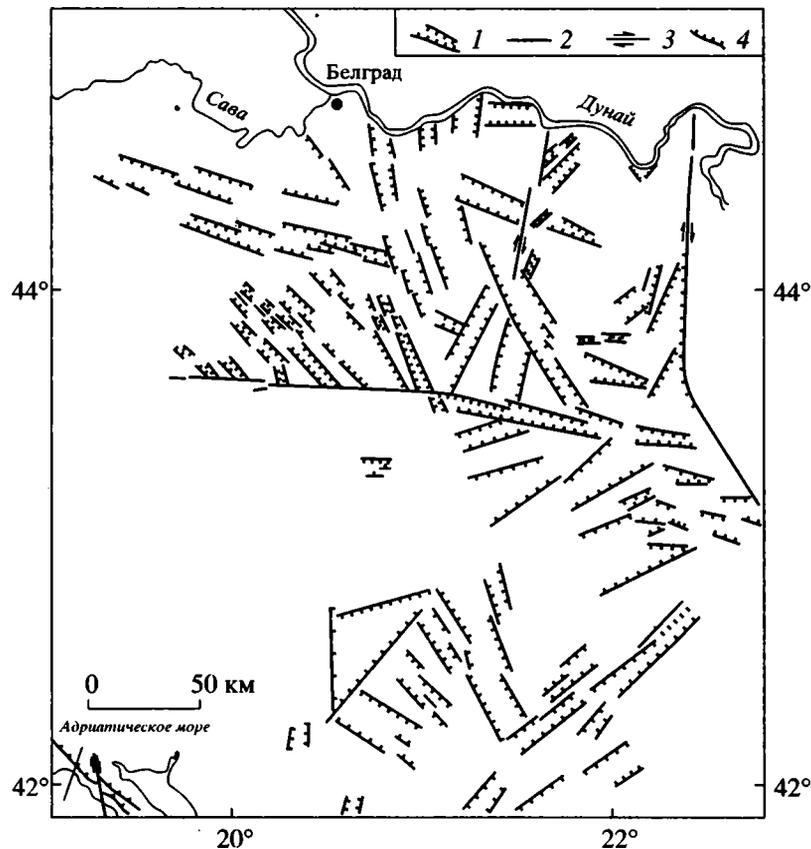
3, 4 – озерные отложения: 3 – среднего миоцена, 4 – плиоцена.

ской седиментационной провинцией (рис. 7). В течение карпатия и раннего бадения Сербская седиментационная провинция представляла собой систему более или менее связанных между собой озер. Область осадконакопления сужалась в южном направлении. Контуры провинции четко связаны с изменениями мощности земной коры: площадь развития неогеновых бассейнов приурочена к области ее утонения (см. рис. 2).

Погружение, как и формирование озерных бассейнов, частично контролировалось системой разломов, образовавшихся во время предшествующих стадий сжатия в палеогене–раннем миоцене (рис. 8). Но сеть сбросов, активизировавшихся в ходе коллапса в паннонском веке, существенно отличается по своим очертаниям от сбросов, активизировавшихся при формировании Динаридо-Крайштинской седиментационной области в олигоцене–раннем миоцене. Эти изменения были связаны с новыми геодинамическими условиями и иной ориентировкой напряжений.

В большинстве работ о геодинамической эволюции Паннонского бассейна отмечается, что растяжение фундамента Паннонской впадины началось в карпатском веке и продолжалось в бадении и сармате. Сжатие во Внешних Карпатах компенсировалось общим растяжением во внутрикарпатских областях [42]. В Сербской седиментационной провинции эти тектонические движения привели к дальнейшему усилению погружения. В результате в среднем бадении произошла ингрессия морских вод<sup>1</sup> из акватории Паннонского бассейна в осевую часть Сербской провинции (главным образом, в трог Великой Моравы). Палеогеографическая ингрессия покрыла залив (“синус”) Паннонской акватории, который глубоко

<sup>1</sup> Здесь и ниже авторы называют паннонские отложения в одноименном бассейне морскими, однако в действительности они накопились во внутриконтинентальном водоеме типа озера-моря (аналогичном современному Каспию) и, по принятой в России терминологии, должны именоваться бассейновыми (прим. редакции).



**Рис. 8.** Геометрия и палинспастическая конфигурация бассейновых структур Сербской и Эгейско-Косово-Метохийской седиментационных провинций (сильно упрощенное представление).

1 – контуры бассейнов; 2 – сбросы; 3 – сдвиги; 4 – конвергентные границы Динарид и Адриатической плиты.

ко вдавался к югу между континентальными сегментами Динарид и Карпато-Балканид [45].

Пока нет достоверной информации о соотношениях между морскими и озерными отложениями в Сербской седиментационной провинции. В некоторых местах наблюдался непосредственный контакт осадков этих типов (налегание “морских” отложений на озерные), однако остается невыясненным, заместилась ли озерная обстановка “морской” постепенно или между этими ситуациями имел место короткий перерыв в осадконакоплении (как это устанавливается местами на периферии бассейнов). Еще труднее определить это, когда между “морскими” и озерными отложениями не обнаружены непосредственные контакты. Вопрос состоит в том, продолжали ли озера существовать, начиная от карпатского века и раннего бадения в течение раннего сармата. Некоторые данные говорят о том, что так оно и было. Таким образом, нижняя часть озерных осадков, принадлежащая карпатию–нижнему бадению, перекрывается также озерными отложениями, которые были широко распространены и демонстрируют признаки максимального развития озерной седиментации. Принимая во внимание то, что на

наиболее обширной площади осадконакопление происходило в среднем и позднем бадении, когда в Сербскую седиментационную провинцию проникло “море”, экспансия озерной области кажется лишь логическим предположением.

Тот факт, что озерные отложения карпатию–нижнего бадения в некоторых частях Сербской седиментационной провинции непосредственно перекрываются среднебаденскими “морскими” (Заечарский бассейн), среди которых отсутствуют озерные прослои, говорит в пользу предполагаемого параллельного существования морских и озерных обстановок. Эти данные позволяют предполагать возможное замещение верхней части озерных отложений “морскими” осадками. Другими словами, более молодая озерная часть слоев там, где она присутствует, может являться пресноводным эквивалентом отложений среднего бадения–нижнего сармата.

Приведенные выше выводы нельзя распространять на всю территорию Сербской седиментационной провинции, поскольку она состоит из подвергшихся сжатию участков между Динаридами и Карпато-Балканидами, где тектонические напряжения и их эффекты были более слабыми,

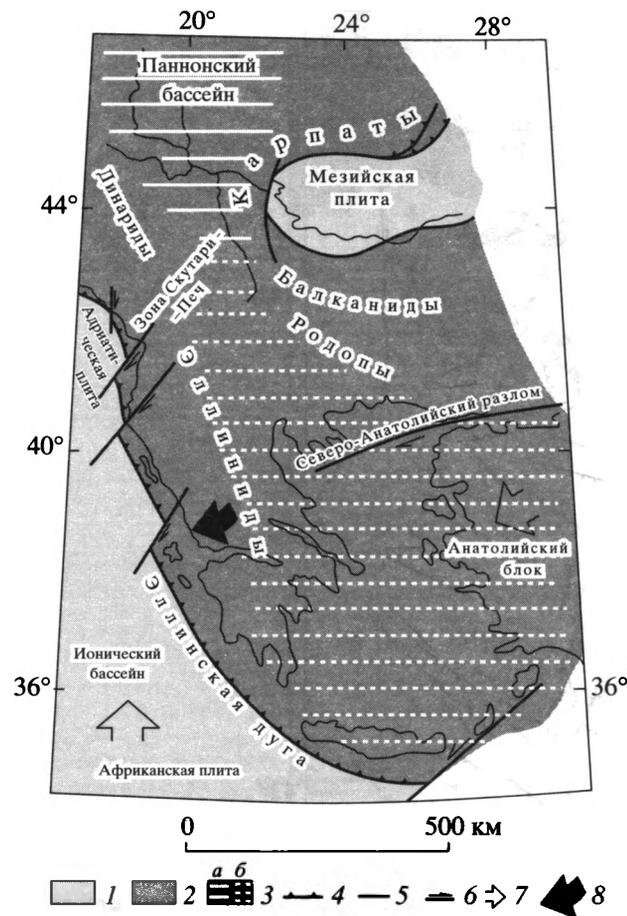


Рис. 9. Кинематика Эгейско-Косово-Метохийской седиментационной провинции (в целом) в течение плицена и квартала.

1 – континентальная (спорадически сильно утоненная) кора платформ; 2 – континентальная кора орогенов; 3 – области с проявлениями растяжения: а – Паннонская, б – Эгейская; 4 – конвергентные границы орогенов и платформ; 5 – сбросы; 6 – сдвиги; 7, 8 – направления: 7 – движений блоков, плит, 8 – вращения и трансляции.

чем в Паннонском бассейне, что должно было сказаться на палеогеографических соотношениях и, возможно, проявиться в частных флюктуациях береговых линий “моря” и озер. Следовательно, была возможна инверсия большинства озерных бассейнов в Сербской седиментационной провинции в раннем бадении, в частности, тех, которые ныне сохранились в высоко приподнятых морфоструктурах Динарид и Карпато-Балканид. В этом случае самая молодая часть озерных слоев может датироваться нижним бадением и отвечать максимальному расширению Сербской седиментационной провинции перед ингрессией “моря” в среднем бадении. Инверсия неогеновой области осадконакопления и последовательное отступление опресненных “морских” вод к северу, определенно, начались в сармате с ослабления и прекраще-

ния растяжения, преобладания сжимающих напряжений в орогеническом поясе между Адриатической и Мезийской плитами и изостатически компенсированного воздымания Динарид и Карпато-Балканид и одновременного отчетливого гипсометрического выравнивания провинций. Воздымание Карпат и Динарид было более значительным, чем на окраинах Сербской седиментационной области (в настоящее время – изолированных внутриконтинентальных бассейнов, заполненных озерными осадками). Одновременные воздымания в осевых частях Сербской седиментационной провинции (главным образом, в Великоморавском трого) были еще более слабыми. Сходные тенденции сохранялись и в позднейшее время. Контуры Сербской седиментационной области и ее позиция на южной периферии Паннонской системы бассейнов позволяют поднять вопрос – почему поле растяжения, так далеко проникшее к югу между орогенами Динарид и Карпато-Балканид, возникло в этой Паннонской провинции? Ответ на этот вопрос может быть связан с взаимодействием между Дакийским тектоническим сегментом и Мезийской плитой, которое проявилось в изгибе южных Карпат, и последующим растяжением в Сербской седиментационной провинции (см. рис. 6).

#### 2.4. Эгейско-Косово-Метохийская седиментационная провинция

Эгейско-Косово-Метохийская седиментационная провинция принадлежит к Пери-Эгейскому домену неогеновой седиментации, в основном располагающемуся в южных частях балканского полуострова. В этой статье мы касаемся лишь самой северной ее части, прилегающей к “поперечной зоне Скутари-Печ” (см. рис. 8). Геометрия и кинематика бассейнов в этой седиментационной провинции и их эволюция контролировались тектоническими и геодинамическими событиями, связанными с коллапсом впадины Эгейского моря. Следовательно, поперечная зона Скутари-Печ представляет собой северную границу области, в пределах которой проявлялись эффекты процессов растяжения, вызвавших обрушение (коллапс) Эгеиды.

Опубликованные данные [20, 21, 48] свидетельствуют о том, что область к югу от поперечной зоны Скутари-Печ, представляющая часть Эллинид, дважды подвергалась вращению по часовой стрелке, начиная со среднего миоцена до современности. Эти вращения были связаны с формированием островной дуги Эллинид и Эгейского задугового бассейна. Динариды, в отличие от Эллинид, не подверглись сколько-нибудь значительному вращению [48] или испытали слабое вращение против часовой стрелки [36]. Отсюда следует, что поперечная зона Скутари-Печ служила “шарниром” этих вращательных движений [32, 48].

В процессе формирования островной дуги Эллинид в среднем и начале позднего миоцена имела место первая фаза вращения примерно на  $25^\circ$  по часовой стрелке в юго-западной части дуги и против часовой стрелки – в ее юго-восточной части. Затем вращение ослабло и почти полностью прекратилось перед реактивацией в начале позднего плиоцена, на этот раз проявившейся только в юго-западной части Эллинской дуги, когда снова произошло вращение по часовой стрелке на  $25^\circ$  [20, 21]. Оба этих эпизода вращательных движений в Эллинской островной дуге отразились на территории к северу от нее, в Эллинидах, а также и в Динаридах (до поперечной зоны Скутари–Печ).

Комбинация растяжения в Эгейской области и трансляции и вращения в западном направлении Эллинид ответственна за формирование многочисленных неогеновых бассейнов в двух зонах Северо-Эгейской области (рис. 9). Одна из этих зон простирается меридионально, перпендикулярно по отношению к неоальпийскому тектоническому перемещению Эллинид. В этой зоне находятся бассейн Аксиос (Греция) и озерные бассейны центральной и западной Македонии и восточной Албании. Другая зона неогеновых бассейнов, вытянутая в СВ-ЮЗ-ом направлении, в значительной мере конгруэнтна с поперечной зоной Скутари–Печ. Несколько бассейнов, крупнейшие из которых – Метохия, Косово и Вранье, образовались в этой зоне, на восточной выпуклой стороне дуги Динарид–Эллинид, где растяжение было наиболее интенсивным. Их формирование было усилено погружением блока, ограниченно сбросами СВ-ЮЗ-го и ССЗ-ЮЮВ-го (СЗ-ЮВ-го) простираения.

Озерные бассейны на севере Эгейско-Косово-Метохийской седиментационной провинции заполнены двумя комплексами озерных отложений, отчетливо разделенных эрозионным перерывом. Нижний комплекс слоев средне- и позднего миоценового возраста слабо обнажен и ограниченно распространен. Верхний комплекс плиоценового и плиоцен-плейстоценового возраста достигает мощности в тысячу метров, очень широко распространен и части перекрывает древние (донеогеновые) породы. Литостратиграфия бассейнов согласуется с двумя стадиями вращения Эллинид и с заметным растяжением на выпуклой стороне дуги в пограничной зоне Динарид–Эллинид (поперечной зоне Скутари–Печ). Нижний комплекс, скорее всего, образовался во время ранней стадии вращательного движения в среднем и, возможно, начале позднего миоцена, а верхний комплекс – на поздней стадии вращения (в плиоцене и плиоцене–плейстоцене). Подобная, но более слабая тектоническая активность имела место в новейшее время, о чем свидетельствуют новые погружения в бассейнах Вранье и южное Косово и в области Витина

со скоростью в один миллиметр в год и высокая сейсмичность.

Эгейско-Косово-Метохийская и Сербская седиментационные провинции в среднем миоцене обладали сходными чертами палеогеографического развития (множество более или менее связанных между собой озер). Сильное растяжение коры в плиоцене в Эгейской области возродило озера в Эгейско-Косово-Метохийской провинции, и они приобрели еще большее распространение, чем на предшествовавшей стадии. Сербская седиментационная провинция в это время и даже раньше подверглась воздыманию, инверсии озерных бассейнов, и опресненные воды Паннонского озера-моря отступили на север.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В центральной части Балканского полуострова, в основном на современной территории Югославии, с позднего палеогена и в течение неогена с различными интервалами существовали три седиментационных провинции: Динаридо-Крайштинская, Сербская и Эгейско-Косово-Метохийская. Эти провинции представляют собой большие или меньшие части значительно более обширных озерных или морских седиментационно-палеогеографических регионов Европейского континента.

2. Динаридо-Крайштинская магматическо-седиментационная провинция состояла из многочисленных озерных бассейнов, располагавшихся в виде цепочки, вытянутой с северо-запада на юго-восток, частью совпадавшей, а частью по диагонали пересекавшей простираение более древних альпийских структур. Провинция характеризуется сильным магматизмом (гранитоиды и вулканы). Она сформировалась в течение олигоцена и раннего миоцена, и ее возникновение было связано с коллизией Адриатической плиты и Динарид–Эллинид и с коллапсом Альпид центральной части Балканского полуострова. Инверсия бассейнов произошла в раннем миоцене перед карпатским веком.

3. Сербская седиментационная провинция занимает юго-восточную периферию Паннонского бассейна, где он относительно глубоко проникает между Динаридами и Карпато-Балканидами. Она образовалась в течение нескольких стадий от раннего карпатия до середины плиоцена. Ее происхождение и эволюция контролировались процессами растяжения и погружения в Паннонском бассейне и зависели от его расположения между обрамляющими его подвергавшимися сжатию сооружениями.

4. Эгейско-Косово-Метохийская озерная седиментационная провинция лишь частично попадает в пределы центральных районов Балканского полуострова, большая ее часть располагается в

его южных районах. Формирование этой провинции началось в среднем миоцене и происходило, главным образом, в плиоцене и раннем плейстоцене. Ее образование косвенно связано с растягивающими деформациями в тылу субдукционной зоны Эллинид, которые привели к формированию Эгейского задугового бассейна. Сходные тектонические процессы, только в меньшем масштабе, имели место в более северных частях Эгейско-Косово-Метохийской провинции вплоть до поперечной зоны Скутари–Печ на севере.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Aljinović B.* On certain characteristics of the Mohorovičić diskontinuity in the region of Yugoslavia // *Acta geologica*. Zagreb, 1987. V. 55. № 17. P. 1–2; 13–18.
2. *Andjelković M., Eremija M., Pavlović M., Andjelović J., Mitrović-Petrović J.* The Tertiary (in serb., summ. engl.) // *Paleogeography of Serbia*. Beograd, 1991. V. 3. P. 1–237.
3. *Balla Z.* The Carpathian lop and the Pannonian basin: a kinematic analysis // *Geoph. Trans.* Budapest, 1984. P. 313–353.
4. *Capoa P. De, Padoičić R., D'Argenio B.* Late Miocene deformation of the External Dinarides (Montenegro and Dalmatia): New biostratigraphic evidence // *Mem. Sci. Geol. Napoli*, 1995. V. 47. P. 157–172.
5. *Csomtos L.* Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review // *Acta Vulcanol. Pisa-Roma*, 1995. V. 7. № 2. P. 1–13.
6. *Csomtos L., Nagymarosy A., Horvath F., Kovac M.* Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 221–241.
7. *Csomtos L., Tari G., Bergerat F., Fodor L.* Structural evolution of the Carpatho Pannonian area during the Neogene // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 73–91.
8. *Dewwy J.F.* Extensional collapse of orogens // *Tectonics*. 1988. V. 7. № 6. P. 1123–1140.
9. *Doglioni C.* Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings // *Tectonophysics*. 195. V. 252. P. 253–267.
10. *Dolović I., Marović M.* Structural fabric of the Niš Neogene basin (in serb., summ. engl.) // *Ann. Geol. Penins. Balk.* Belgrade, 1989. V. 53. P. 189–205.
11. *England P.C., Houseman G.A.* The influence of lithospheric strength heterogeneities on the tectonics of Tibet and surrounding regions // *Nature*. 1985. V. 315. P. 297–301.
12. *Grubić A.* The Serbian-Macedonian Province in the light of the Neoalpine Activation // *Met. and conc. of the Geot. Dev. of Yugosl.* 1974. P. 311–314.
13. *Grubić A., Marović M.* The relation of the Neogene tectono-magmatic activation, neotectonics and seismicity in Yugoslavia // *Bull. INQUA. N. S.*, 1991. V. 14. P. 8–9.
14. *Horvath F.* Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin // *Tectonophysics*. 1993. V. 225. P. 333–358.
15. *Horvath F., Royden L.* Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review // *Earth. Evol. Sci.* 1981. V. 3. P. 307–316.
16. *Horvath F., Rumpler J.* The Pannonian basement: extension and subsidence of an alpine orogene // *Acta Geol. Hung. Budapest*, 1984. V. 27. P. 229–235.
17. *Karamata S., Delaloye M., Lovrić A., Knežević V.* Two genetic group of Tertiary granitic rocks of central and western Serbia // *Ann. Geol. Penins. Balk.* 1992. V. 56-1. P. 263–283.
18. *Karamata S., Steiger R., Djordjević P., Knežević V.* New data on the origin of granitic from western part of Yugoslavia // *Bull. Acad. Serbe de s Sci st des Arts.* 1990. V. 72. Class des Sci nat. et math. 20. P. 99–108.
19. *Karamata S., Vastović N., Cvetković V., Knežević V.* The upper Cretaceous and Tertiary mafmatics of the Central and Eastern Serbia and their matellogeny // *Ann. Geol. Penins. Balk.* 1994. V. 58-1. P. 159–175.
20. *Kissel C., Laj C., Muller C.* Tertiary geodynamical evolution of northwestern Greece: paleomagnetic results // *Eart and Plan. Sci. Lett.* 1985. V. 72. P. 190–204.
21. *Kissel C., Laj C.* The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction // *Tectonophysics*. 1988. V. 146. P. 183–201.
22. *Kovac M., Kral J., Marton E., Plasienska D., Uher P.* Alpin uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data // *Geol. Carp.* 1994. V. 45. P. 83–86.
23. *Krstić N., Dummurdijanov N., Dujić A., Georgiades-Dikeoulia E., Komarnicki S., Stanić N., Vatssev M., Velitzelos E., Žic J.* Paleogeographic distribution of the Neogene lakes, the key the neotectonics of the central Balkan Peninsula // 9th MAEGS. Abstracts. Strasburg, 1997.
24. *Krstić N., Sikošek B., Krstić B.* The Neogene tectonics of the Yugoslav Carpatho-Balkanides // *Radovi (Proc.) Geoinst. Beograd*, 1988. V. 22. P. 75–85.
25. *Krstić N., Stanić S., Cvetković V., Žic J., Petrović D.* Neogene superterraces of Dinarides and Carpatho-Balkanides in SR Yugoslavis // *PANCARDI workshop. Abstracts of the Workshop Lindabrun naer Vienna*; ed in *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. Vienna*, 1996. V. 41. P. 115.
26. *Malavieille J.* Late orogenic extension in mountain belts: insight from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscian belt // *Tectoncs*. 1993. V. 12 (5). P. 1115–1130.
27. *Marović M.* Contribution to the study of the fabric and recent tectonic activities in the Neogene Zágubica Basin // *Ann. Geol. Penins. Balk.* 1986. V. 50. P. 107–115.
28. *Marović M.* Neotectonic Patern of the Aleksinac sector of Pomoravlje (in Serb. summ. Engl.) // *Ann. Geol. Paninsd. Balk. Belgrade*, 1987. V. 51. P. 215–221.
29. *Marović M., Doković I.* General neotectonic features on the Velika Morava trough (SE part of Pannonian Basin) // *Bull. INQUA N. C.* 1991. V. 13. P. 32.
30. *Marović M., Doković I.* Neotectonic Activity in Mačva, Pocerina and Kolubara-Tamnava Basin (in Serb. summ. Engl.) // *Ann. Geol. Penins. Balk. Belgrade*, 1989. V. 53. P. 189–197.
31. *Marović M., Doković I.* Genesis and kinematics of young Neogene basins in the Carpatho-Balkanides if Eastern Serbia // *Ann. Geol. Penins. Balk.* 1993. V. 57,1. P. 37–58.

32. *Marović M., Doković I.* Neotectonic activity of the Scutari-Peć general area // *Ann. Geol. Penins. Balk.* 1995. V. 59-2. P. 23-43.
33. *Marović M., Doković I., Dinović D.* Neotectonic framework of Sokobanja Basin and its margin // *Ann. Geol. Penins. Balk.* 1990. V. 54. P. 137-150.
34. *Marović M., Doković I., Knežević S., Rundić Lj., Mitrović S., Šumar M., Toljić M.* Principal geodynamic stage and paleogeographic changes in South-Eastern Peripannonian realm of Neogene and Quaternary // 15-th Cong. of the CBGA. Geol. Soc. Greece Publ. 1995. № 4-1. P. 69-73.
35. *Marović M., Knežević S.* Neotectonics of a part of Šumadija and northwest Serbia (in Serb. summ. Engl.) // *Ann. Geol. Penins. Balk.* Belgrade, 1985. V. 49. P. 221-252.
36. *Marton E.* Paleomagnetism and tectonics in the Mediterranean region // *J. Geodyn.* 1987. V. 7. P. 33-57.
37. *Pantić N., Aleksić V.* Preliminary Note on Magmatism and Sedimentation of the NW 315-striking Alpine auto-nomic revival zone // *Des seau. de la Soc. Serb. de geol. pour l'anne 1968.* 1972. P. 59-61.
38. *Radoičić R.* Observation about Cretaceous and Tertiary sediments of the Ulcinj-Bar area // *Proced. (Radovi) Geoinst. Belgrade,* 1994. V. 29. P. 73-80.
39. *Radoičić R., De Capoa P., D'Argenio B.* Middle-Late Miocene age of the preorogenic sedimentation in the Dinaric carbonate platform domain of Herzegovina // *Ann. Geol. Penins. Balk.* Belgrade, 1991. V. 55,2. P. 1-16.
40. *Ratschbacher L., Frisch W., Neubauer F., Schmid S.M., Neugebauer J.* Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps // *Geology.* 1989. V. 17. P. 404-407.
41. *Ricard Y., Doglioni C., Sabadini R.* Differential rotation between lithosphere and mantle: a consequence of lateral mantle viscosity // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96(B5). P. 8407-8415.
42. *Royden L.H.* Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system // *Am. Ass. Petroleum Geol. Mem.* 1988. V. 45. P. 27-48.
43. *Royden L.H., Baldi T.* Early Cenozoic Tectonics and Paleogeography of the Pannonian Basin // *Am. Ass. Petroleum Geol. Mem.* 1988. V. 45. P. 1-16.
44. *Royden L., Horvath F., Burchfiel B.* Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian region // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1982. V. 93. № 8. P. 717-725.
45. *Rögl F., Steininger F.* Vom Zerfall der Thethys zu Mediterran und Paratethys. Die Neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranean Raumes // *Ann. naturhist. Mus. Wien.* 1983. V. 85-A. P. 135-163.
46. *Sclater J.G., Royden L.H., Burchfiel B.C., Semken S., Stegena L.* The formation of the intra-Carpathian basin as determined from subsidence data // *Earth and Plan. Sci. Lett.* 1980. V. 51, A. P. 139-162.
47. *Sikošek B., Krstić N.* Neotectonic framework of the Pannonian southeastern margin; Geodynamic evolution of the Pannonian basin // *Acad. conferenc. SASA LXII,* dept. Nat. math. Beograd, 1991. V. 4. P. 191-200.
48. *Speranza F., Kissel C., Islami I., Laj C., Miličević V., Hyseni I., Surmont J.* Tertiary geodynamic evolution of the external Dinaro-Ablanides: role of the Scutari-Peć Transverse zone // *Paleom. in the Medit. Reg. Abstract.* 1994. P. 28-29.
49. *Stegena L., Geszy B., Horvath F.* Late Cenozoic Evolution of the Pannonian Basin // *Tectonophysics.* 1975. V. 26. P. 71-90.
50. *Tari G., Horvath F., Rumpler J.* Styles of extension in the Pannonian basin // *Tectonophysics.* 1992. V. 208. P. 203-219.

Рецензент: Е.Е. Милановский

## The Genesis and Geodynamics of Paleogene-Neogene and Neogene Sedimentation Provinces of the Central Balkan Peninsula

M. Marović, I. Doković, L. Pešić, M. Toljić, and N. Gerzina

*Mining-Geological Faculty, Dušina 7, Belgrade, Yugoslavia*

A large amount of geological (stratigraphical, palaeogeographical, structural-tectonic, sedimentological and petrological) and geophysical information was analyzed and it was deduced that there are three (Paleogene-) Neogene sedimentation provinces: Dinaride-Kraishte, Serbian and Aegean-Kosovo-Metochian, on the territory of the central Balkan Peninsula. Each province, well articulated in space, time and origin, represents a relatively homogeneous entity. The geometry and kinematics of basinal structures in these depositional domains are the results of different geodynamic events. The Dinaride-Kraishte magmato-sedimentation province is genetically associated with the Oligocene-Lower Miocene collapse of the Alpides of the central Balkan Peninsula. The Serbian sedimentation province resulted from the Middle and Upper Miocene extensions and subsidences in the Pannonian basin. Basinal structures of the Aegean-Kosovo-Metochian depositional domain are genetically associated with the Aegean collapse (mainly the Pliocene-Quaternary), or the formation of back-arc basins behind the Hellenic subduction zone. This work presents stratigraphic and palaeogeographic characteristics of the individualized sedimentation provinces and the tectonic relationships in each of them, their respective evolutions and geodynamic implications.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ “ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ. ТЕКТОНИКА РОССИИ”

© 2000 г. Ю. В. Карякин

33-е Тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН “Общие проблемы тектоники. Тектоника России”, проведенное в Москве 1–4 февраля 2000 г., было посвящено широкому спектру общих проблем тектоники и, в частности, тектонике России. Всего на совещании было представлено 205 докладов, в том числе 88 устных. Большинство устных докладов было заслушано на шести секциях: 1) Тектоника, геодинамика докембрия, 2) Тектоника и геодинамика Альпийского пояса, 3) Палеозоида Азии и Урала, 4) Окраинные моря и осадочные бассейны платформ, 5) Тектоника и геодинамика восточной окраины Азии и 6) Общие и дискуссионные проблемы тектоники и геодинамики. Условно материалы совещания группируются в два блока – региональные проблемы тектоники России и общетеоретические проблемы тектоники.

Общетеоретическим проблемам тектоники были посвящены пленарные заседания. Здесь следует отметить доклады Ю.М. Пушаровского, Е.Н. Меланхолиной, А.А. Моссаковского, Д.Ю. Пушаровского и С.В. Руженцева “Глубинная тектоника Земли”, Н.Л. Добрецова “Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации”, Ю.Г. Леонова и А.С. Перфильева “Тектоническая природа границы Моховичича”, Е.В. Шаркова и О.А. Богатикова “Эволюция тектоно-магматических процессов на Земле и на Луне: сходство и различия”, Е.В. Складорова, А.М. Мазукабзова и А.И. Мельникова “Гранито-гнейсовые купола и комплексы метаморфических ядер: альтернатива или синтез” и ряда других авторов.

В докладах регионального направления, оглашенных на секционных заседаниях, отражен фактический материал, полученный в последние годы. В частности, на секции “Тектоника, геодинамика докембрия” наибольшее внимание было уделено петрологическим и геохимическим особенностям раннедокембрийских комплексов в связи с проблемами реконструкции геодинамических обстановок их формирования и преобразования (доклады Е.В. Шаркова, О.А. Богатикова, И.С. Красивской “Петрологические аспекты тектоники раннего докембрия – на примере Балтий-

ского щита” и А.А. Щипанского, И.С. Пухтеля, А.В. Самсонова “Высокомагнезиальные породы зеленокаменных поясов Карелии как индикаторы различных геодинамических обстановок”). Авторы этих докладов пришли к противоположным выводам относительно геодинамики раннего докембрия: в первом докладе утверждается, что механизмы тектоники плит могли быть задействованы лишь к концу раннего протерозоя, тогда как во втором докладе приведены детальные изотопно-геохимические данные, свидетельствующие о существовании индикаторов субдукционных процессов (в частности, островодужных бонинитов) уже в позднеархейских структурах. Доклад А.А. Иванова с соавторами был посвящен результатам использования геофизических данных о глубинном строении северо-востока Русской платформы для реконструкции древних коллизионных швов и “следов” древних субдукционных зон. В докладах В.И. Сиротина “Значение сравнительной планетологии и создании моделей ранней эволюции Земли” и В.М. Ненахова “Модель формирования раннеархейских гранит-зеленокаменных областей” рассмотрены вопросы использования данных сравнительной планетологии для интерпретации “догеологических” и раннеархейских тектонических событий. Проблемам датирования докембрийских комплексов и использования геохронологических данных для корректной интерпретации тектонической эволюции были посвящены доклады Ф.П. Митрофанова и Т.Б. Баяновой “Кейвский террейн в Кольском раннедокембрийском коллизии: новые геохронологические данные и интерпретации” и В.Л. Андреичева “Геохронология докембрия Канино-Тиманского региона”. Наконец, непосредственно тектоническим признакам геодинамических механизмов раннего докембрия был посвящен обширный и весьма содержательный доклад Ю.И. Сыстры “Теория тектоники плит и докембрийская эволюция Фенноскандинавского щита”. Обсуждение представленных докладов выявило существенные различия в подходах исследователей к интерпретации тектонических структур раннего докембрия, прежде всего в аспекте применимости и рациональных ограничений модели тектоники плит к исследованию раннедокембрийской эволюции.

На секции “Тектоника и геодинамика Альпийского пояса” было сделано 8 докладов, в которых был затронут широкий круг проблем альпийской и новейшей тектоники и происхождения структур области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит. В докладе М.Г. Ломизе “Изгибы офиолитовых сутур и коллизийное течение горных масс к западу от Аравийского синтаксиса” были рассмотрены разновозрастные сутуры Анатолии и показаны результаты их коллизийной деформации в процессе течения горных масс к западу от Аравийско-Малокавказского синтаксиса. Д.И. Панов, анализируя тектоническую структуру юрского терригенного комплекса Большого Кавказа, продемонстрировал надвиги и приразломные складки в юрских отложениях осевой части Центрального и Восточного Кавказа, показав, что в значительной мере они сформированы предпозднеюрскими тектоническими движениями. А.М. Никишин продемонстрировал серию палеотектонических карт, на которых отражена история развития Кавказско-Скифско-Черноморского региона в мезозое и кайнозое.

В целом большинство докладов этой секции было посвящено коллизийному и, в частности, неотектоническому этапу развития региона. Л.М. Расцветаев на примере Большого Кавказа и некоторых других зон концентрации коллизийных деформаций показал важную роль содвигов – сложно построенных крутых зон тектонических нарушений, характеризующихся сплющиванием горных масс и поперечным укорочением. О.М. Розеном и В.С. Федоровским предложена структурная и термодинамическая модель формирования гранитных массивов за счет частичной мобилизации нижнекорового материала орогенов. Д.М. Бачманов, Т.П. Иванова, А.И. Кожурин и В.Г. Трифонов по результатам детальных исследований обосновали последовательное вовлечение все новых тектонических зон Месопотамского передового прогиба в горно-складчатое сооружение Загроса и показали особенности формирования структуры Загроса в условиях косой коллизии Аравийской плиты и тектонических зон Ирана. В результате такой коллизии складчатый пояс Южного Загроса (Фарса) функционально заменяет Главный коллизийный надвиг, прекративший развитие в конце миоцена. Т.П. Белоусов, С.Ф. Куртасов и Ш.А. Мухамедиев продемонстрировали применение нового метода анализа трещиноватости для восстановления постадийного изменения поля неотектонических напряжений орогенов Кавказа и Загроса. Н.В. Короновский и В.С. Захаров изложили результаты моделирования вертикальных перемещений блоков земной коры Предкавказского передового прогиба в связи с развитием орогена Большого Кавказа.

На секции “Палеозойды Азии и Урала” заслушано 15 докладов. В.Н. Пучковым предложены

палеодинамические реконструкции для интервала возраста 550–190 млн. лет. По данным этого ученого, позднепротерозойский суперконтинент (Восточно-Европейская, Сибирская плиты и Западная Гондвана) в кембрии подвергся раздроблению в результате рифтогенеза с образованием континентов и микроконтинентов. В ордовике заложилась зоны субдукции и островные дуги. Силура по средний карбон начались коллизийные процессы с перестройками субдукционных зон, а со среднего карбона по юру происходила жесткая коллизия континентов с образованием Пангеи.

Геодинамическая обстановка формирования офиолитов в герцинидах Полярного Урала была рассмотрена А.А. Савельевым. Г.Н. Савельевой, А.Я. Шараськиным. Офиолиты Полярного Урала, по данным этих исследователей, подверглись деформации, высокотемпературной гидратации ультрамафитов с проявлением базитового магматизма. Эти процессы, протекавшие в конце раннего девона, связаны с мантийными источниками, развивавшимися кратковременно в надсубдукционной зоне в окраинном бассейне с океанической корой. С.Г. Самыгиным, при рассмотрении времени формирования Уральского палеоокеана, были проанализированы две точки зрения на его раскрытие. Первая, традиционная, предполагает раскрытие этого палеоокеана в ордовике. Согласно второй, палеоокеан существовал уже в позднем протерозое. Автором показано, что Уральский океанический бассейн был краевой структурой Палеоазиатского океана уже в позднем докембрии, а в раннем палеозое подвергся мощной реактивизации, с образованием окраинного Сакмарского океанического бассейна. В связи с этим цикл Уилсона, вероятно, может быть более сложным, так как нередко раскрытие новообразованных океанических структур является результатом мощной реактивизации процессов океанического корообразования в пределах древних аналогичных структур, с уничтожением частично или полностью более ранних офиолитов.

При анализе тектонической позиции и возраста эфлогитов Урала А.М. Пыстиным был сделан вывод о том, что эфлогиты Урала связаны с зоной Главного Уральского разлома, но локализованы с “неуральской” ориентировкой, в пределах древних блоков и имеют возраст 2.3–1.7 млн. лет по циркону Pb–Pb-методом с термодной эмиссией, а по рутилу и слюдам – 0.38–0.35 млн. лет (время их эксгумации).

Особенности развития магматизма и формирования складчато-покровной структуры южной части Восточно-Уральского мегаблока были детально проанализированы Ал. В. Тевелевым. Формирование Восточно-Уральского мегаблока происходило в результате таконского – коллизийного, тельбесского – коллизийного, судетского

(саурского) – рифтогенного, уральского (саяско-го?) – правсдвигово-транспрессионного этапов дистозизма с проявлением крупных покровов с серпентинитами в основании и проявлением разнообразного магматизма.

А.В. Рязанцев, С.В. Дубинина и Е.А. Иванова посвятили свой доклад девонским олистостромам и тектоническим покровам Сакмарской зоны Урала. В Медногорской антиформе на севере Сакмарской зоны авторами выделены: субавтохтон, представленный углито-кремнистыми породами ордовика, позднедевонским (?) олистостромом с разнообразными позднекембрийско-среднедевонскими олистолитами и олистоплаками; и аллохтон, сложенный раннефранскими кремнистыми образованиями, терригенным флишем зилаирской свиты, офиолитами, фрагментами фундамента и чехла платформы. Вопрос о присутствии в разрезе вулканогенного кембрия остается открытым.

Проблема сочленения Урала и Тянь-Шаня в свете результатов изучения геологии хребта Султануиздаг была освещена в докладе В.В. Эза. Автором обосновано первоначальное простираение палеозойских тяньшаньских структур в широтном направлении на запад за пределы Султануиздага, а долготные, уральские, простираения трактуются как мезозойские, переработавшие широтные и приведшие к смятию более ранних покровов.

В.Б. Соколов рассмотрел характер взаимодействия Восточно-Европейской и Западно-Сибирской плит и место Урала в этом процессе. При объяснении взаимодействия этих континентальных блоков им использованы две модели. Первая: Урал – это сутурная зона с офиолитами и террейнами, сформировавшаяся при сближении обоих блоков. Вторая основывается на отсутствии четких геофизических границ между Уралом и Западно-Сибирской плитой и предполагает, что Урал – фронтальная, западная, часть последней, обдуцированная в западном направлении, с чем связано омоложение вулканизма в восточной части Урала на восток. При этом отмечается пологое погружение сейсмических границ к востоку. Постулируется, что вторая модель в большей степени отвечает совокупности современных геологических и геофизических данных.

На секции “Тектоника и геодинамика восточной окраины Азии” было заслушано семь докладов, из которых четыре – геологического направления, а три – геофизического. Доклады геологического направления были посвящены проблемам палеотектонических реконструкций и процессам коллизии дуга-континент. В докладе Г.Е. Бондаренко с соавторами была предложена новая тек-

тоническая модель развития конвергентной границы Северо-Восточной Азии и Северо-Западной Пацифики в позднеюрско-раннемеловое время. Модель базируется на реконструкциях латеральных рядов палеоструктур в зоне перехода континент-океан для разных сегментов континентальной окраины. В.С. Вишневская провела анализ данных радиоляриевой стратиграфии Камчатско-Корякского региона, обратив внимание на важность, сложность и, нередко, неоднозначность интерпретации палеонтологических, в том числе палеобиогеографических и экологических данных, для тектонических построений. Геодинамическая модель коллизии островных дуг Восточной Камчатки и Азиатского континента, основанная на синтезе геологических данных и физического моделирования, была предложена Е.А. Константиновской. Важным элементом модели является инверсия полярности субдукции и определение параметров, влияющих на скорость процесса. В докладе Г.Е. Некрасова, вызвавшем живое обсуждение, были предложены нетрадиционные геодинамические построения, предполагающие существование в пределах юга Корякского нагорья и Камчатки континентального массива, который отдалял структуры Палео- и Мезопацифики от Корякского палеоокеана.

В докладах геофизического направления были рассмотрены: 1) особенности глубинного строения переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану (А.Г. Родников); 2) глубинное строение и специфика межплитной и внутриплитной сейсмической активности Охотского и Курило-Камчатского региона (Е.А. Рогожин); 3) векторные модели вязкого течения вещества для Амурского геоблока и пограничных структур Сибирской платформы и Тихого океана (Ф.Г. Корчагин).

В целом совещание было проведено на высоком научно-организационном уровне, чему способствовала финансовая поддержка РФФИ.

Очередное, 34-е, Тектоническое совещание под названием “Тектоника неогена – общие и региональные аспекты” планируется провести в конце января-начале февраля 2001 года. На этом совещании будут заслушаны доклады по следующим проблемам: (1) тектоника древних и молодых платформ, (2) общие вопросы внутриплитной тектоники, (3) тектоника окраин континентов и зон перехода континент-океан, (4) тектоника осадочных бассейнов, периконтинентальных областей, краевых и внутренних морей, (5) тектоническая структура и эволюция складчатых поясов неогена, (6) неотектоника и современная геодинамика, (7) моделирование тектонических процессов.

## **УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”**

Подписка на академические журналы издательства “Наука” в I полугодии 2001 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась во II полугодии 2000 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2001” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

**Специальные (сниженные) цены** предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

**Индивидуальные подписчики** академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. 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**, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство подписки и розницы” (АПР).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН, ИНИОН), 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, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на I полугодие 2001 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”**

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

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

Генетика  
Геомagnetизм и аэрономия  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника  
Геохимия  
Геоэкология  
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 технической физики  
Журнал физической химии  
Журнал эволюционной биохимии и физиологии  
Журнал экспериментальной и теоретической физики  
Защита металлов  
Известия АН. Серия биологическая  
Известия АН. Теория и системы управления  
Известия АН. Физика атмосферы и океана  
Кинетика и катализ  
Коллоидный журнал  
Координационная химия  
Космические исследования  
Кристаллография  
Литология и полезные ископаемые  
Микробиология  
Микроэлектроника  
Молекулярная биология  
Неорганические материалы  
Нефтехимия  
Океанология  
Онтогенез  
Оптика и спектроскопия  
Палеонтологический журнал  
Петрология  
Письма в Астрономический журнал  
Письма в Журнал технической физики  
Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики  
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 техника полупроводников  
Физика и химия стекла  
Физика металлов и металловедение  
Физика плазмы  
Физиология растений  
Физика твердого тела  
Физика элементарных частиц и атомного ядра  
Физиология человека  
Химия высоких энергий  
Экология  
Электрохимия  
Энтомологическое обозрение  
Ядерная физика

*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*  
*Polymer Science. Series C*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geomagnetism and Aeronomy*  
*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*  
*Technical Physics*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*  
*Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology*  
*Journal of Experimental and Theoretical Physics*  
*Protection of Metals*  
*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*  
*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*  
*Technical Physics Letters*  
*Journal of Experimental and Theoretical Physics 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*  
*Semiconductors*  
*Glass Physics and Chemistry*  
*The Physics of Metals and Metallography*  
*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*Physics of the Solid State*  
*Physics of Particles and Atomic Nuclei*  
*Human Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Ecology*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Entomological Review*  
*Physics of Atomic Nuclei*

**Журналы МАИК "Наука/Интерпериодика", выходящие в свет на английском языке**

*Laser Physics*  
*Pattern Recognition and Image Analysis*  
*Russian Journal of Mathematical Physics*