

С.Д.Сорокин

ISSN 0016-853X

Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2001



ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 5 2001 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**

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**

"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: 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

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

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2001

Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости <i>В. М. Анохин, И. А. Одесский</i>	3
Гонамский эндрбитовый купол Алданского щита – реконструкция тектонической эволюции <i>М. З. Глуховский, В. М. Моралев</i>	10
Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов <i>К. Н. Шатагин, К. Е. Дегтярев, В. Н. Голубев, О. В. Астраханцев, Н. Б. Кузнецов</i>	26
Саратовские внутриплитные дислокации: кинематика горизонтальных перемещений <i>М. Л. Копп, Е. Ю. Егоров, М. Е. Борисов, А. В. Кудашев</i>	45
Неотектоника Урала (проблемы и решения) <i>Д. М. Бачманов, Н. Н. Говорова, С. Ф. Скобелев, В. Г. Трифонов</i>	61
Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии <i>Д. В. Коваленко</i>	76

Хроника

34-е Межведомственное тектоническое совещание <i>Ю. В. Карякин</i>	93
Шолпо Виктор Николаевич – к 70-летию со дня рождения	95

Contents

No. 5, 2001

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

Characteristics of the Global Pattern of Planetary Fracturing <i>V. M. Anokhin and I. A. Odesskii</i>	3
The Gonam Enderbite Dome of the Aldan Shield: A Reconstruction of Its Tectonic Evolution <i>M. Z. Glukhovskii and V. M. Moralev</i>	10
Vertical and Lateral Heterogeneity of the Crust beneath Northern Kazakhstan from Geochronological and Isotopic-Geochemical Data on Paleozoic Granitoids <i>K. N. Shatagin, K. E. Degtyarev, V. N. Golubev, O. V. Astrakhantsev, and N. B. Kuznetsov</i>	26
Saratov Intraplate Deformation Structures: Kinematics of Horizontal Movements <i>M. L. Kopp, E. Yu. Egorov, M. E. Borisov, and A. V. Kudashev</i>	45
Neotectonics of the Urals (Problems and Solutions) <i>D. M. Bachmanov, N. N. Govorova, S. F. Skobelev, and V. G. Trifonov</i>	61
A Model for the Tectonic Accretion of Island-arc Terranes in Kamchatka and southern Koryakia <i>D. V. Kovalenko</i>	76

Chronicle

34th Interdepartmental Tectonic Conference <i>Yu. V. Karyakin</i>	93
Sholpo Victor Nikolaevich (on the 70th Anniversary of His Birth)	95

УДК 551.24+551.4

ХАРАКТЕРИСТИКИ ГЛОБАЛЬНОЙ СЕТИ ПЛАНЕТАРНОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

© 2001 г. В. М. Анохин¹, И. А. Одесский²

¹ ВСЕГЕИ, 199106, Санкт-Петербург, В.О., Средний пр., 74

² СПГИ (ТУ), 196026, Санкт-Петербург, В.О. 21-я линия, 2

Поступила в редакцию 03.07.2000 г.

В результате массовых замеров азимутов простирания линеаментов получены розы-диаграммы, характеризующие сеть планетарной трещиноватости Земли отдельных континентов и океанов, различных форм рельефа и в целом планеты. Подтвержден общий упорядоченный характер этой сети, состоящей из ортогональной и диагональной составляющих. Выявлено принципиальное тождество характеристик этой сети для всей поверхности Земли, вне зависимости от места замера, типа коры и возраста структур, а также подчиненность ей всех рассмотренных типов рельефа. Выявлено влияние ротационных сил на формирование сети планетарной трещиноватости.

Глобальные пространственные закономерности проявлений планетарной трещиноватости издавна привлекают внимание специалистов, изучающих связи сетей линеаментов и разрывных нарушений с общепланетными процессами. Результаты их исследований находят отражение в построении решеток планетарных линеаментов, получивших название регматической сетки, а также роз-диаграмм, характеризующих пространственную ориентировку этих линеаментов.

В данной работе авторы стремились относительно простыми методами выявить основные черты суммарной пространственной ориентировки линеаментов на всей поверхности нашей планеты. При этом фактографическая основа сознательно была ограничена географическими картами как наиболее общепризнанными и бесспорными источниками геоморфологической информации, в то время как существующие геологические, а тем более тектонические карты в подавляющем большинстве содержат элементы не вполне доказанных концепций.

В качестве главной фактографической основы были использованы:

- Карта мира в меркаторской проекции масштаба 1 : 10000000 [4];
- Карта рельефа дна Мирового океана в меркаторской проекции масштаба 1 : 25000000 [5];
- Карта коренного рельефа Антарктиды масштаба 1 : 10000000 [8];
- Карта Северного полушария масштаба 1 : 25000000 [6].

В работе использовались следующие приемы:

- вся поверхность земного шара была разделена на широтные пояса шириной в 2°, всего 90 поясов, в пределах которых выполнялись массовые

замеры азимутов простирания линейных элементов рельефа континентов и океанов. На суше реально замерялись азимуты простирания береговой линии, гидросети и орогенных поясов; на акваториях – азимуты простирания бровки континентального склона, океанических желобов, хребтов, трансформных разломов, срединно-океанических хребтов;

– все замеры производились в двух восточных квадрантах и группировались по секторам азимутального круга с раствором 10° для придания матрице данных удобной для математической обработки формы, уменьшения массива до разумных пределов и лучшего выделения глобальных направлений;

– любые объекты, меньшие по протяженности одного широтного градуса (60 морских миль, т.е. примерно 110 км), не являлись объектом данного исследования.

По данным произведенных замеров, число которых составило 10657, были построены розы-диаграммы для отдельных континентов, океанов и форм рельефа (рис. 1, 2). Поскольку преобладание линеаментов какого-либо направления над прочими является относительной величиной, не зависящей от общего числа замеров, неравенство в количествах замеров по разным объектам не влияет на выделение главных направлений планетарного рельефа. Розы-диаграммы были построены также для всех широтных поясов, что использовано авторами в исследовании количества и динамики диагональных систем линеаментов [10], но в настоящей статье они не приводятся ввиду многочисленности (90 диаграмм).

Как видно на рис. 1–3, на всех розах-диаграммах имеются пики, отвечающие ортогональным и диагональным системам разломов.

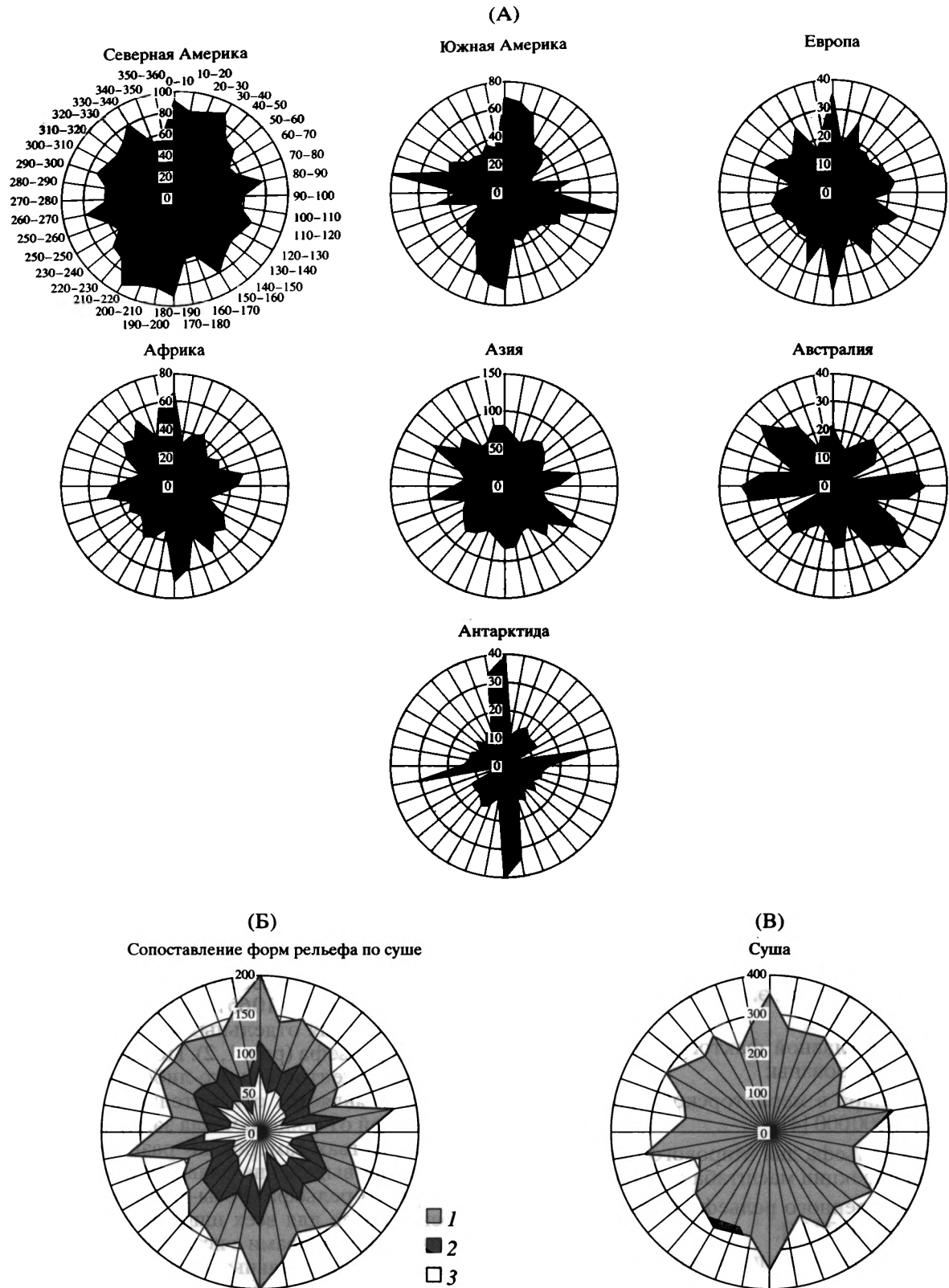


Рис. 1. Розы-диаграммы направлений линеаментов на суше: А – на отдельных материках; Б – сопоставленные по различным формам рельефа; В – сводная по всей суше.

На круговой шкале – азимуты простираения линеаментов, градусы; на радиальной шкале – количество замеров.

Для Б: 1 – реки; 2 – берега; 3 – хребты.

Результатом суммирования континентальных роз-диаграмм явились роза-диаграмма по суше (см. рис. 1, В), роза-диаграмма по океанам (см. рис. 2, В) и сводная роза-диаграмма по всей планете (см. рис. 3). Построены также планетарные розы-диаграммы для различных типов элементов рельефа (см. рис. 1, Б; 2, Б).

Рассмотрим представленные на рис. 1, А континентальные диаграммы. При всех частных различиях нельзя не заметить их принципиальное сходство между собой: на всех выделяются субширотные и субмеридиональные лучи, вместе составляющие ортогональную систему планетарных разломов; на всех видны (хотя и менее явно) две диагональные системы с преобладающими азимутами 30–60 и 120–150°. Лучи ортогональной и диагональных систем могут варьировать по относительной длине, в пределах 10° выходить за рамки “своих” направлений (например, явно виден поворот обеих Америк на 10° по часовой стрелке), но в целом структура всех диаграмм выдержана в рамках вышеописанных закономерностей. Заметно постоянное отклонение субширотной системы в пределах 10° против часовой стрелки.

На рис. 1, Б изображены три сопоставленные диаграммы замеров азимутов трех разных форм рельефа по всей суше. Здесь мы видим те же, что и на континентах, но значительно более явно выраженные ортогональную и диагональные системы, причем с практически полным совпадением лучей, характеризующих разные формы рельефа как по направлениям, так и по относительным длинам. Та же картина видна и на диаграмме, суммирующей направления структур по континентам и формам рельефа (см. рис. 1, В).

На рис. 2 представлены розы-диаграммы направлений линеаментов дна океанов и морей. Пять диаграмм отражают структуру различных океанов, причем авторы сочли необходимым рассмотреть отдельно восточную и западную части Тихого океана (поделенного по линии Командорские о-ва–Гавайские о-ва–архипелаг Лайн-о-ва Чатем–Земля Виктории) ввиду их очевидного структурного различия (см. рис. 2, А). Конфигурации этих диаграмм обнаруживают еще более полное сходство между собой, чем диаграммы по суше, весьма значительным является и сходство диаграмм по суше и по океанам. Обращает на себя внимание практически идеальная выдержанность направлений ортогональной системы, те же, что и на континентах, азимуты диагональных систем (30°–60° и 120°–150°). Несколько нарушают картину гипертрофированные лепестки субширотной системы в Атлантическом океане и в восточной части Тихого океана, а также северо-восточной диагональной системы в Индийском океане. Специальным исследованием установле-

но, что за все эти частные аномалии ответственны направления трансформных разломов и связанных с ними структур. Сопоставление направлений различных форм океанического рельефа осуществлено на двух диаграммах (см. рис. 2, Б) из-за предположительного отличия природы системы срединно-океанических хребтов и связанной с ней системы трансформных разломов от природы прочих линеаментов земной поверхности. И, действительно, сопоставление направлений океанических желобов, хребтов и континентальных склонов показало почти полное их совпадение, а также высокую степень сходства с направлениями форм рельефа на суше (сравним рис. 1, Б и 2, Б), с выдержанными соотношениями ортогональной и диагональных систем. А вот на диаграмме трансформных и центральноокеанических структур мы видим несколько иную картину: подавляющее преобладание субширотной системы у трансформных и двух диагональных систем у центральноокеанических при слабой выраженности всех прочих (направления всех систем при этом сохраняются). Как и на суше, отметим отклонение на всех диаграммах лепестков субширотных систем против часовой стрелки на 10°.

Сводная роза-диаграмма структур по океанам (см. рис. 2, В) принципиально ничем не отличается от таковой по суше (сравним с рис. 1, В). Здесь присутствуют все те же ортогональная и диагональные системы, с сохранением всех направлений и относительных длин лепестков. Отличие заключается лишь в лучшей выраженности ортогональной системы.

Рассмотрим розу-диаграмму, объединяющую направления всех протяженных форм рельефа планеты. На взгляд авторов, в ней отражены основные закономерности направлений глобальной сети линеаментов:

1. Существование конечного числа систем линеаментов:

– ортогональной, включающей субмеридиональную (азимут 0–10°) и субширотную (азимут 80–90°) составляющие;

– диагональной северо-восточной (азимут 30–60°);

– диагональной юго-восточной (азимут 140–150°).

2. Ориентировка всех систем линеаментов симметрично относительно оси вращения планеты.

3. Преобладание ортогональной системы над диагональными.

4. Широкий угловой разброс диагональных систем, скрывающий их сложную структуру, заключающуюся в колебаниях одного главного луча по синусоидальному закону в пределах 30° при

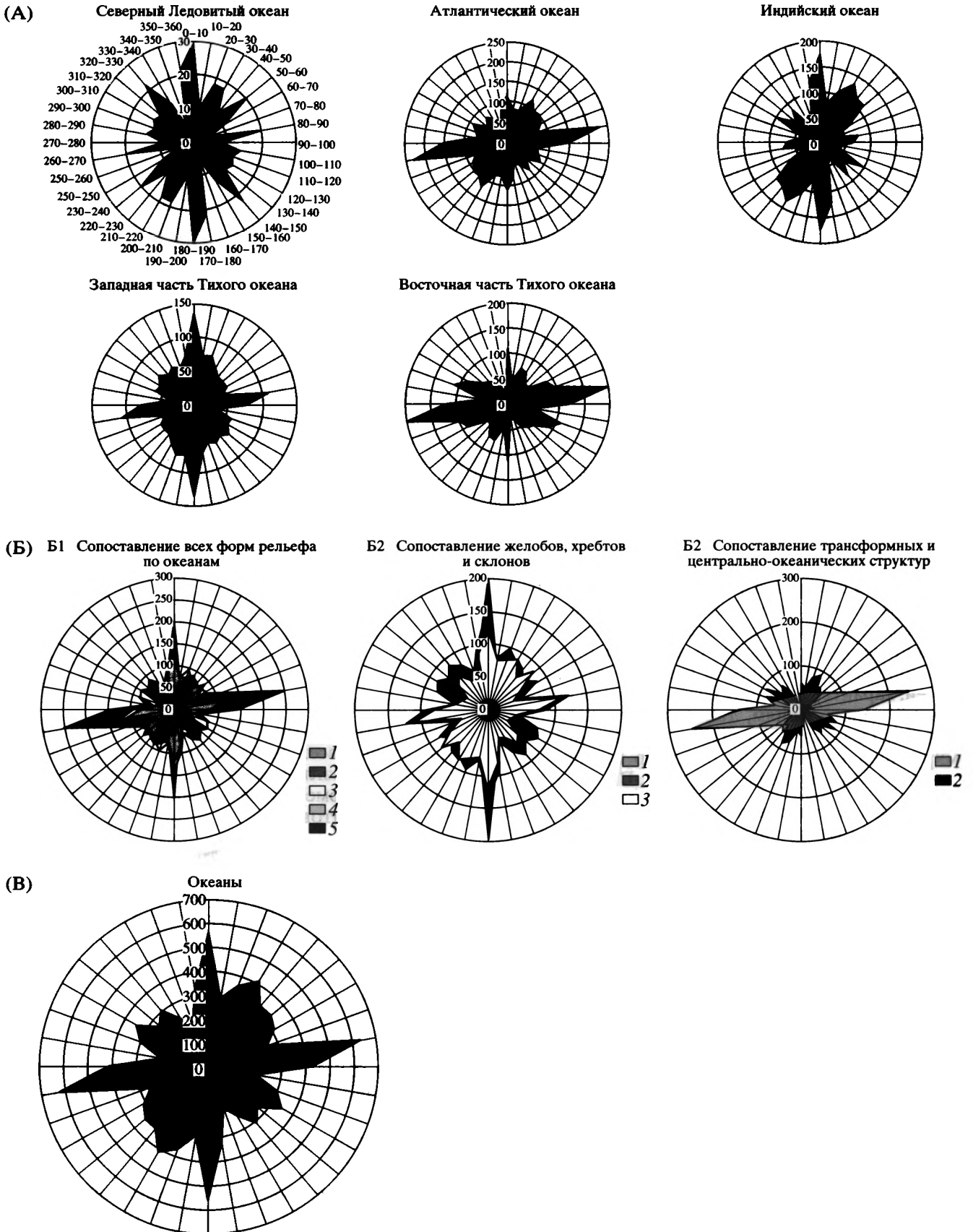


Рис. 2. Розы-диаграммы направлений линеаментов в акваториях: А – по отдельным океанам; Б – сопоставленные по различным формам рельефа; В – сводная по всем океанам. На Б1: 1 – хребты, 2 – трансформные разломы, 3 – желоба, 4 – континентальные склоны, 5 – центрально-океанические хребты; на Б2: 1 – желоба, 2 – хребты, 3 – континентальные склоны; на Б3: 1 – трансформные разломы, 2 – центрально-океанические хребты.
На круговой шкале – азимуты простирания линеаментов, градусы; на радиальной шкале – количество замеров.

линейном изменении широты (это явление обнаружено и описано авторами ранее [10]).

5. Доминирующие направления диагональных систем 30–40° и 120–30° и второстепенные 50–60 и 140–150°, прямые углы между теми и другими.

6. Постоянное устойчивое отклонение субширотной системы в пределах 10° против часовой стрелки.

Напомним, что на основании результатов более ранних исследований по различным регионам Земли в глобальной сети трещиноватости другими исследователями выделяются две пары сопряженных систем трещин, ее составляющих, – широтно-меридиональная и диагональная, причем различными исследователями утверждается су-

ществование разного числа систем диагональных линеаментов и разломов: двух (Г. Штилле [14]), четырех (П.С. Воронов [3]), шести (Дж. Муди и М. Хилл [9]).

Сопоставление полученной авторами сводной розы-диаграммы по планете с аналогичной идеализированной розой, приводимой П.С. Вороновым (см. рис. 3), выявляет высокую степень их сходства как по азимутальной ориентировке основных лучей, так и по соотношению их длин. Сходство этих роз-диаграмм, полученных на разном картографическом материале посредством различных методик, свидетельствует о достоверности рассматриваемых результатов.

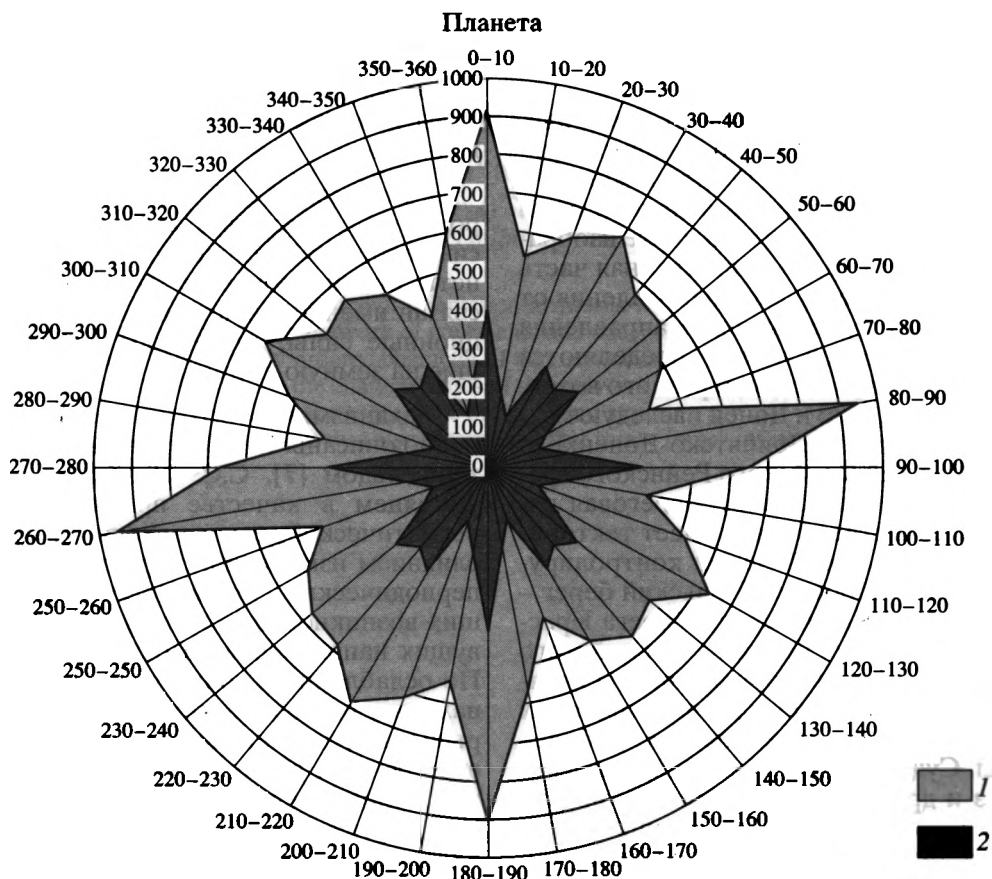


Рис. 3. Сводная роза-диаграмма линеаментов на планете (в сопоставлении с розой-диаграммой П.С. Воронова [3]). На круговой шкале – азимуты простирания линеаментов, градусы; на радиальной шкале – количество замеров. 1 – по данным авторов; 2 – по П.С. Воронову [3].

Авторами получены также многочисленные подтверждения проявлений планетарной трещиноватости с вышеописанными характеристиками и на региональном уровне в различных районах мира [1, 2, 13], что еще раз свидетельствует о глобальном характере выделенной сети.

Прежде чем перейти к резюмирующей части, позволим себе сделать два, на наш взгляд, обоснованных предположения.

Во-первых, если группа разнородных объектов (какими являются объединенные в одном массиве различные по типу, генезису, возрасту, географической позиции элементы рельефа) все же подчиняется одному закону – единой системе ориентации, то весьма вероятно, что эта группа имеет общую вещественную основу. Многократно эмпирически подтвержден тот факт, что многие крупные протяженные элементы рельефа земной поверхности контролируются разрывными нарушениями. По мнению многих видных тектонистов, глобальная система линейментов имеет в основе глобальную систему разрывных нарушений [3, 9, 12]. Таким образом, хотя объектом исследования являются линейменты, выраженные на географической карте, все выводы на правах предположения могут распространяться и на контролирующие их разрывы.

Во-вторых, хотя замерам подвергались элементы современного рельефа, по мнению авторов, правомерным было бы предположение о длительном периоде развития выявленной сети. Действительно, на географической карте изображен современный рельеф, но существенная часть его элементов унаследовала свои направления от структур более раннего заложения. Направления долин крупных водотоков часто распределяются разрывными нарушениями самого раннего возраста (например, реки Днепр и Донец наследуют направление палеозойского Припятско-Донецкого авлакогена, Рейн – кайнозойского Рейнского грабена и т.д., примеров множество). Береговая линия также в большинстве случаев имеет тектонические корни (берега Новой Земли контролируются палеозойскими сбросами, Кольский берег – палеозойской линией Карпинского, берега Красного моря совпадают с бортами альпийского рифта и т.д.). Современные горные хребты являются видимым выражением разновозрастных орогенных поясов – от палеозойских и более древних (Урал, Судеты и др.) до альпийского (Гималаи, Кавказ и др.). Конечно, видимые формы рельефа, особенно на суше, подвержены интенсивному воздействию экзогенных процессов – горы разрушаются, реки меандрируют, береговая линия меняет конфигурацию в зависимости от уровня океана. Однако все эти изменения при принятом масштабе исследования не могли существенно исказить общий результат: роза-диа-

грамма по суше имеет лишь немногим менее выраженные лучи, чем роза-диаграмма по океанам. Последняя, отражая формы рельефа морского и океанического дна, которые разрушаются значительно медленнее рельефа суши, свободна от шумового фона экзогенных процессов и потому более наглядна. Океанический рельеф имеет возраст от юрского до современного, и практически все его элементы, независимо от возраста, укладываются в регулярную сеть, соответствующую по параметрам сети линейментов суши. Учитывая этот факт, авторы считают себя вправе высказать предположение о длительном времени формирования и развития выявленной сети линейментов.

На основании всего изложенного сделаны следующие выводы:

1. Вся поверхность планеты покрыта единой регулярной сетью линейментов (предположительно – разрывных нарушений) с характеристиками, не зависящими от региона, типа коры и формы проявления в рельефе.

2. Эта сеть, вероятно, существенно не меняла свою ориентировку на протяжении длительного времени, поскольку в нее одинаково хорошо вписываются структуры различного возраста до антропогена включительно, причем молодые структуры являются в большинстве своем унаследованными.

3. Разрывная сеть глобальных масштабов порождена глобальным же процессом, и, судя по симметричной относительно оси вращения планеты ориентировке ее элементов, процесс этот связан именно с вращением планеты – это ротационные силы, длительное время воздействующие на земную кору.

Механизмы этого воздействия достаточно полно описаны П.С. Вороновым [3, 11], Г.Н. Каттерфельдом [7], С.С. Шульцем [12]. Мы лишь упомянем в качестве причины возникновения регматической сети изменение формы Земли под влиянием изменений скорости ее вращения (как периодических, так и долговременных), влекущих возникновение сети протяженных долгоживущих напряженных и ослабленных зон в коре. По ослабленным зонам под воздействием региональных тектонических сил и формируются разрывы, выражающиеся на земной поверхности в виде речных долин, горных хребтов, океанических желобов и других протяженных форм рельефа. Другая возможная причина формирования планетарной сети разрывов – явление геофлюкций [11] – тенденции к стеканию континентальных масс от полюсов к экватору под воздействием центробежной силы, что ведет к сдвигообразованию по направлениям планетарных диагональных систем.

Для более уверенной идентификации процессов, приведших к образованию планетарной сети трещиноватости, необходимы дальнейшие исследования, в частности, авторы предполагают начать изучение сетей собственно разрывных нарушений, выделенных по геологическим и тектоническим данным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.М. Строение Южно-Кларионской впадины // Докл. АН. 1994. Т. 336. № 2. С. 216–220.
2. Анохин В.М. Связь локальных нефтегазоносных структур Баренцевского шельфа с разрывными нарушениями // Докл. АН. 1999. Т. 368. № 6. С. 790–793.
3. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 122 с.
4. Карта мира. В меркаторской проекции. Масштаб 1 : 10000000. М.: Изд. Гидрографического управления при Министерстве обороны СССР, 1970.
5. Карта рельефа дна Мирового океана. В меркаторской проекции. Масштаб 1 : 25000000. М.: Изд. ГУНИО МО СССР, 1980.
6. Карта Северного полушария. Масштаб 1 : 25000000. М.: ГУТК, 1978.
7. Каттерфельд Г.Н. Лик Земли. М.: Гос. изд-во географ. литературы, 1962. 151 с.
8. Короткевич Е.С., Кобленц Я.П., Косенко Н.Г. Карта коренного рельефа Антарктиды. Масштаб 1 : 10000000. Л.: ААНИИ, 1975.
9. Муди Дж.Д., Хилл М. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ, 1960. С. 265–334.
10. Одесский И.А., Анохин В.М., Веремеева Т.В., Курьянов С.В., Фалкина Е.А. О закономерностях планетарной трещиноватости // Международная академия. Межакадемический информационный бюллетень. С.-Пб.: МАИСУ, 1999. № 13–14. С. 87–92.
11. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы / Под ред. П.С. Воронова, С.-Пб.: Наука, 1997. 591 с.
12. Шульц С.С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
13. Anokhin V., Faults Within The Structure Of The Eastern Gulf Of Finland // The Baltic. The Sixth Marine Geological Conference. March 7–9, 2000. Ed. B. Larsen. Hirtshals Denmark: GEUS, 2000. P. 11.
14. Stille H. Uralte Anlagen in der Tektonik Europas // Ebenda, Stuttgart, 1947. Bd. 99. P. 150–174.

Рецензенты: Ю.Н. Авсюк, В.С. Буртман

Characteristics of the Global Pattern of Planetary Fracturing

V. M. Anokhin¹ and I. A. Odesskii²

¹Karpinskii All-Russia Research Institute of Geology (VSEGEI), Srednii pr. 74, St. Petersburg, 199106 Russia

²St. Petersburg Mining Institute, 21st liniya 2, St. Petersburg, 196026 Russia

Abstract—Mass measurements of lineament orientation azimuths were used to construct rose diagrams that characterize the planetary fracturing network of continents and oceans, various landforms, and the planet as a whole. We confirmed the generally ordered character of this network as consisting of diagonal and orthogonal components. It was established that the characteristics of this network are universal throughout the Earth's surface, irrespective of the point of measurement, type of crust, and structure age and that all the studied types of relief are controlled by this network. It was also determined that rotary forces influence the development of the planetary fracturing network.

УДК 551.242.5.055(571.51)

ГОНАМСКИЙ ЭНДЕРБИТОВЫЙ КУПОЛ АЛДАНСКОГО ШИТА – РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

© 2001 г. М. З. Глуховский, В. М. Моралев

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

Поступила в редакцию 15.12.2000 г.

Реконструкция тектонической эволюции архейского Гонамского эндербитового купола проведена на основе анализа структурных, геохронологических и петрогенетических данных о породах-индикаторах геодинамических условий. Направленность эволюции петрогенетических и структурообразующих процессов Гонамского купола оказалась вполне аналогичной с установленной для двух других ранее описанных эндербитовых куполов Алданского щита. Вместе с тем, Гонамский купол характеризуется некоторыми специфическими чертами строения, такими, как его грибообразная форма и обилие ультраосновных остатков первичной базитовой коры. Эти отличия, вероятно, связаны с процессами рециклирования первичной базитовой коры и локальными тектоническими напряжениями. Предлагаемая модель тектонической эволюции Гонамского купола лучше всего соответствует теории плюм-тектонического режима, господствовавшего на ранних стадиях истории формирования земной коры.

ВВЕДЕНИЕ

Тектоническая эволюция древнейших структур, характерных для гранито-гнейсовых и гранулитогнейсовых областей раннего докембрия, представляет особый интерес для познания геодинамики ранних стадий формирования континентальной литосферы. Наиболее пристального внимания с этой точки зрения заслуживают купола, в которых сохраняются реликты самых древних магматических комплексов, датированных изотопными методами и представленными породами эндербитового или тоналит-трондъемит-гранодиоритового состава, содержащими включения еще более древних метабазитов и метаультрабазитов. Такого типа структуры получили несколько условное название эндербитовых куполов, и для некоторых из них уже предпринимались попытки реконструкции эволюции тектонических условий [7, 9, 12]. Опыт такого анализа для двух эндербитовых куполов на Алданском щите – Суннагинского и Талакитского (рис. 1) показал, что устанавливаемая для них единая направленность эволюции геологических процессов может быть представлена в виде смены следующих этапов: 1 – частичного плавления первичной базитовой коры (коры океанического типа, но отличающейся по составу от коры современных океанов) с образованием древнейших гранитоидов, представленных низкокальциевыми эндербитами или тоналитами, формирующими зародыши купольных структур; 2 – накопления на возникшей после первого этапа эмбриональной континентальной коре вулканогенно-осадочных образований, объединяемых в настоящее время в супракрустальный комплекс, включающий дайки и силлы базит-ультрабази-

тов более молодого поколения; 3 – частичного плавления материала эмбриональной континентальной коры в условиях термостатирующего влияния супракрустального комплекса и формирования расплавов состава эндербитов нормальной и повышенной щелочности и анатектоидных гранитоидов, обусловивших дальнейший рост и завершение формирования купольных структур [9, 12]. Результаты исследований еще одного купола такого же типа – Гонамского, располагающегося в 300 км к юго-западу от Суннагинского (см. рис. 1), позволяют показать, что намеченная последовательность геологических событий действительно отображает единую направленность структурных и геохимических преобразований раннедокембрийских комплексов, слагающих эндербитовые купола, и, следовательно, может представлять общую тенденцию эволюции тектонических условий формирования древней континентальной земной коры.

Гонамский эндербитовый купол расположен на юге центральной гранулитовой области Алданского щита (см. рис. 1). Он занимает территорию бассейнов верхнего течения р. Гонам, его правого и левого притоков – рек Сутам и Ытымджа (рис. 2). Этот район, более известный в литературе как Сутамский блок, относится к одной из лучше всего изученных в геологическом отношении частей Алданского щита.

ГЕОЛОГИЯ ГОНАМСКОГО КУПОЛА

Гонамский эндербитовый купол, так же, как и Суннагинский, впервые был выделен Л.И. Салопом [50] в качестве одного из многочисленных

гнейсовых складчатых овалов в противовес представлениям о линейно-складчатом стиле тектоники этого района [15, 16, 18, 31, 57]. Впоследствии построения Л.И. Салопы были подтверждены данными геологического дешифрирования аэро- и космических снимков и полевыми работами [7]. Анализ строения Гонамского купола показал целесообразность выделения, так же, как и в других эндербитовых куполах на Алданском щите, двух крупных комплексов: нижнего – нестратифицированного инфракрустального и верхнего – стратифицированного супракрустального [26]. Первые опыты такого расчленения структурно-вещественных комплексов района Гонамского купола (Сутамского блока) предпринимались давно, особенно в части выделения нижнего нестратифицированного комплекса. Вначале эти попытки опирались на данные о высокой степени метаморфизма пород (сутамская фация глубинности). Это давало право рассматривать высокометаморфизованные породы, развитые в бассейне р. Сутам, как наиболее глубинные образования, тектонически перемещенные с нижних горизонтов коры [37]. В дальнейшем древнейший (катархейский) комплекс выделялся на основании таких факторов, как нелинейный стиль тектоники, основной и ультраосновной состав древнейших пород (“лунная стадия”, катархейская протоофиолитовая ассоциация [11, 14]).

Гонамский купол располагается непосредственно к северу от зоны Станового разлома. Южнее этой зоны простирается субширотная Джугджуро-Становая область, относящаяся к внешней части Алдано-Станового нуклеара, существенно переработанной процессами позднеархейско-раннепротерозойского термотектогенеза [13]. В палеозое и мезозое эта часть Алданского щита была вовлечена в коллизионные процессы, связанные со столкновением Сибирской и Амурской плит. Последние выразились в формировании здесь систем субширотных сдвига-надвигов южной вергентности и сопряженных с ними разломов северо-западных и северо-восточных румбов, а также в появлении серии тектонических впадин, выполненных мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. Интенсивный гранитоидный магматизм привел к внедрению многочисленных гигантских плитообразных массивов, сопровождаемых роями даек самого разнообразного состава.

Эти процессы, естественно, отразились на той части Алданского щита, которая расположена непосредственно севернее зоны Станового разлома, в виде надвигов южной вергентности, проявлений мезозойского магматизма и других процессов. Так, на севере Гонамский купол срезается субширотным надвигом, ограничивающим расположенную еще севернее Ытымджа-Гонамскую депрессию. Эта депрессия выполнена платфор-

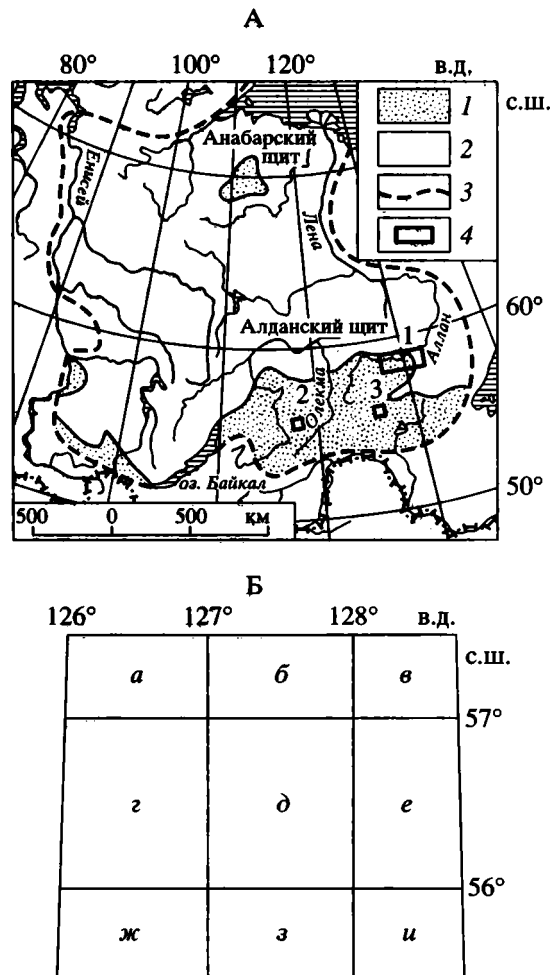


Рис. 1. Обзорная карта Сибирской платформы с местонахождением изученных эндербитовых куполов Алданского щита (А) и схема материалов, использованных для составления геолого-структурной схемы Гонамского купола (Б).

А. 1 – докембрийские образования фундамента, включая районы, вовлеченные в процессы фанерозойской коллизии; 2 – платформенный чехол и комплексы складчатого обрамления; 3 – граница платформы; 4 – местонахождение куполов: 1 – Суннагинского, 2 – Талакитского, 3 – Гонамского.

Б. Схема использованных материалов: а [35], б [40], в [51], г [22], д [2], е [55], ж [23], з [8], и [6].

менными отложениями нижнего кембрия, нижней и средней юры. На юге купол осложняется надвигами, входящими в систему Станового разлома. Некоторые из них ограничивают крупные плитообразные массивы коллизионных раннемеловых гранитоидов, и только небольшие штоки и силлоподобные тела мезозойских субщелочных пород проникают севернее этого разлома вплоть до Ытымджа-Гонамской депрессии. Вдоль Станового шва отмечаются поля диафоритов амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, образованные в позднем архее, раннем

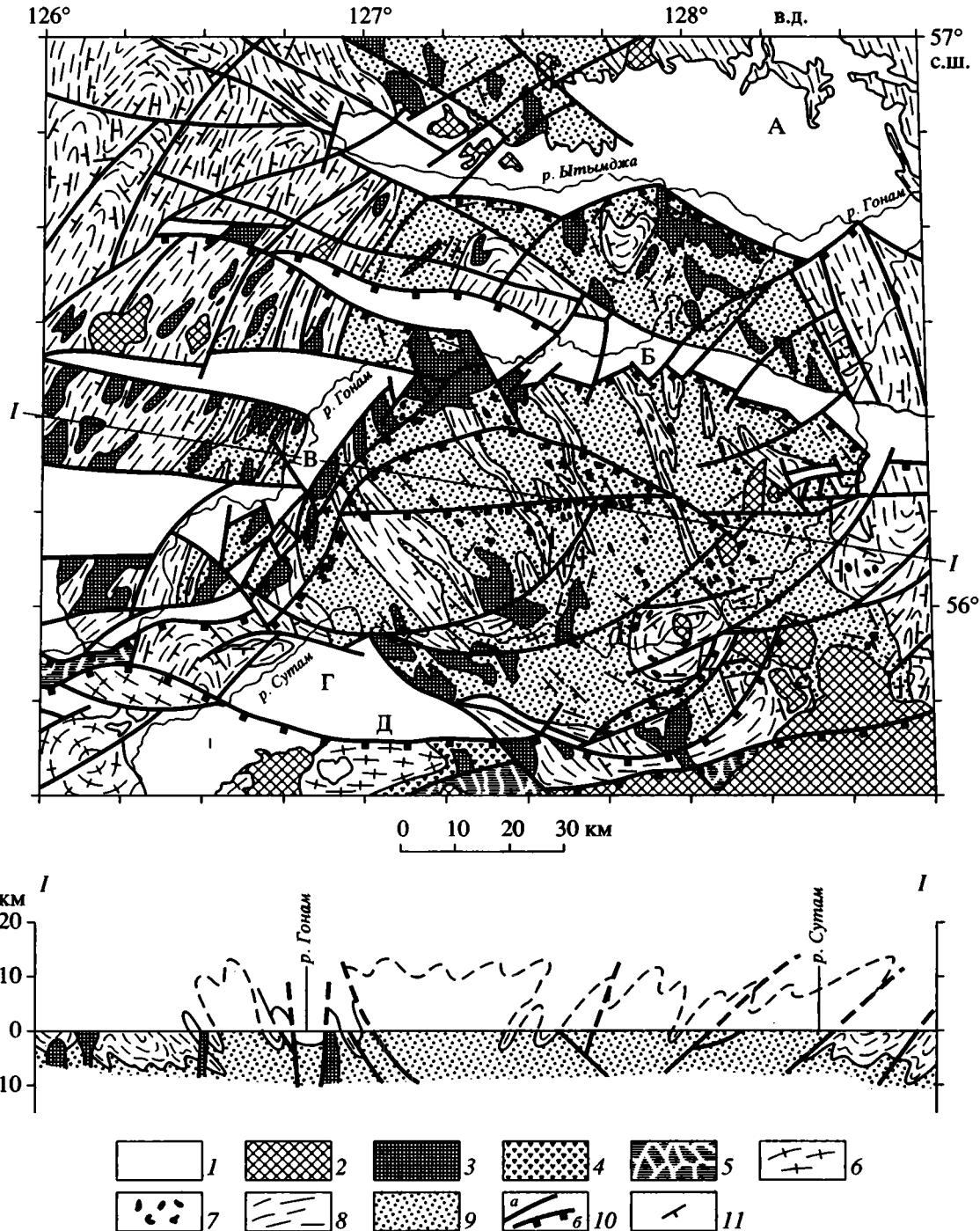


Рис. 2. Геолого-структурная схема Гонамского купола.

1 – нерасчлененные образования фанерозоя; 2 – мезозойские гранитоиды; 3, 4 – раннепротерозойские магматические породы: 3 – аляскитовые граниты, 4 – анортозиты, габбро-анортозиты, габбро; 5 – нерасчлененные раннеархейские образования, регрессивно метаморфизованные в позднем архее, раннем протерозое и мезозое в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фациях (диафториты); 6 – позднеархейские – раннепротерозойские плагиогранитоиднейсы (древнестановой комплекс); 7 – нерасчлененный комплекс раннеархейских гипербазитов (лерцолиты, дуниты, пироксениты, перидотиты); 8 – раннеархейский супракrustальный комплекс; 9 – нерасчлененные низкокальциевые эндрбиты с меланократовыми включениями (инфракrustальный комплекс) и эндрбиты нормальной и повышенной щелочности; 10 – разломы: а – крутопадающие и неустановленной морфологии, б – надвиги; 11 – ориентировка кристаллизационной сланцеватости в супракrustальном комплексе, полосчатости и гнейсовидности в эндрбитах.

Наименование структур, упоминаемых в тексте: А – Ытымджа-Гонамская депрессия, Б – Атугей-Нуямский и В – Давангро-Хугдинский грабены, Г – Верхнесутамская впадина, Д – краевые разломы, входящие в систему Станового структурного шва.

протерозое и мезозое по раннеархейским гранулитовым комплексам. На западном фланге этого шва располагается Верхнесутамская впадина, заполненная вулканогенно-терригенными отложениями нижнего мела. Северный сегмент купола пересекается субширотным Атугей-Нуямским грабеном, выклинивающимся в западном направлении и выполненным рифейскими и нижнеюрскими осадочными отложениями. Западный сегмент купола пересекается северо-восточным Давангро-Хугдинским грабеном, осложненным субширотными клиновидными апофизами. Этот грабен заполнен осадочными отложениями, возможно, раннепротерозойского (аналог удоканской серии западных районов щита), а также рифейского и раннеюрского возрастов [2, 22, 29, 32, 35, 40, 51, 55].

Несмотря на такое специфическое тектоническое положение Гонамского купола, осложненного системами долгоживущих грабенов и разломов разнообразных типов и морфологии, его внутреннее строение расшифровывается достаточно уверенно. Здесь четко выделяется ядро купола и его окаймление (см. рис. 2).

Ядро купола диаметром около 100 км имеет изометричные очертания при незначительной вытянутости в юго-восточном направлении. На севере, за Ытымджа-Гонамской депрессией, оно сливается с валоподобной структурой, протягивающейся далее к северо-западу за пределы рассматриваемой территории.

В геологическом строении ядра Гонамского купола принимает участие гетерогенный эндербит-базитовый комплекс пород, в составе которого выделяются гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, включающие низкокальциевые эндербиты первой генерации и эндербиты нормальной и повышенной щелочности (чарнокиты), относящиеся ко второй генерации гранитоидов, так же, как и в других эндербитовых куполах [9, 12, 43]. Эти среднезернистые буровато-серые массивные или слабо гнейсовидные породы внешне похожи одна на другую и отличаются по содержанию SiO_2 , MgO , CaO и K_2O , а также некоторых редких и редкоземельных элементов (табл. 1).

Вторым важным компонентом геологического строения ядра являются метабазиты и метультрабазиты, слагающие многочисленные меланократовые включения в гранитоидах. Насыщенность гранитоидов такими включениями различна, как и различна их форма. В одних случаях это линзы и тела неправильной формы (скиалиты), размером от нескольких сантиметров до первых метров. В других – широкие, до нескольких десятков и сотен метров, протяженные (до первых километров) выклинивающиеся полосы. В этих случаях в коренных обнажениях видно чередование меланократовых, мезократовых и лейкократовых кристаллических сланцев и гнейсов,

слагающих “слои” разной мощности, которое похоже на стратиграфическое переслаивание пород основного, среднего и кислого состава (метабазальтоидов, метаандезитов и метадацитов).

Метабазиты представлены массивными среднезернистыми гиперстен-плагиоклазовыми, гиперстен-диопсид-плагиоклазовыми, биотит-гиперстенновыми, амфибол-гиперстенновыми, амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами; иногда встречаются гранат-гиперстенные эклогитоподобные породы. Отличительной особенностью кристаллических сланцев является большое содержание магнетита, иногда достигающее 15–28%, что возводит его в ранг породообразующего минерала. Отличительной особенностью Гонамского купола является обилие пород ультраосновного состава, встречающихся как среди вышеперечисленных метаморфических образований, так и в виде разновеликих включений в эндербитах. При этом видно, что ультрабазиты формировались до эндербитов нормальной щелочности и чарнокитов, так как испытывают контактное воздействие последних. Ультрабазиты представлены пироксен-оливиновыми породами (лерцолитами), образующими линзовидные обособления в метабазитах или включения в эндербитах размером до нескольких десятков метров по длинной оси и 1–2 м в поперечнике, а также пироксенитами, перидотитами и дунитами, слагающими мощные (до 100 м) и протяженные (до 4–5 км) тела, переходящие по простиранию в пироксеновые кристаллические сланцы. Необходимо подчеркнуть, что на Алданском щите нет ни одного района, который мог бы сравниться с Гонамским куполом по насыщенности телами ультраосновных пород.

Кроме пород эндербит-базитовой ассоциации в ядре купола выделяются отдельные участки, сложенные образованиями супракрустального комплекса, которые слагают чаще всего разновеликие выклинивающиеся полосы, достигающие в ширину 12 км и протяженности до 50 км. Реже отмечаются изометричные или слабо вытянутые поля. Полосы ориентированы в северо-западном направлении в центре ядра и конформно его краям по периферии. Ориентировка плоскостей полостатости в породах гетерогенного эндербит-базитового комплекса и кристаллизационной сланцеватости в гнейсах и кристаллических сланцах окаймляющего супракрустального комплекса повсеместно совпадают.

Окаймление купола сложено мигматизированными и гранитизированными породами супракрустального комплекса. Только западнее Давангро-Хугдинского грабена развиты породы эндербит-базитовой ассоциации, типичной для ядра структуры. Ранее супракрустальные образования на западном и южном крыльях купола относились сначала к иенгрской серии архея – верхнеалдан-

Таблица 1. Средние составы метаультрабазитов, metabазитов и гранитоидов Гонамского и Суннагинского куполов (окислы в %, редкие и редкоземельные элементы в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	44.25	47.70	48.35	49.20	66.37	67.79	45.99	48.83	62.60	70.93
TiO ₂	0.21	0.54	0.30	1.42	0.64	0.81	0.85	0.92	0.62	0.47
Al ₂ O ₃	4.56	8.83	6.15	14.51	15.30	14.82	14.21	15.90	16.33	13.90
Fe ₂ O ₃	4.00	2.80	3.80	3.23	1.45	1.77	3.50	4.27	–	–
FeO	7.50	7.80	7.45	10.51	3.95	3.14	9.65	8.50	7.13*	3.93*
MnO	0.17	0.20	0.25	0.25	0.10	0.06	0.18	0.20	0.12	0.10
MgO	36.35	22.65	25.60	7.47	3.00	1.16	10.38	8.46	1.98	0.60
CaO	2.42	8.65	7.10	10.63	4.45	3.56	11.73	9.08	5.62	2.53
Na ₂ O	0.35	0.55	0.48	2.24	3.40	3.41	2.48	2.81	3.76	2.87
K ₂ O	0.17	0.18	0.14	0.44	1.18	3.18	0.96	0.99	1.64	4.47
P ₂ O ₅	0.02	0.10	0.38	0.10	0.16	0.30	0.07	0.24	0.20	0.20
Rb	4	6	1.3	9	8	49	21	29	31	121
Sr	11	26	24	170	382	378	279	409	306	229
Ba	25	48	42	134	800	2200	130	274	638	1318
Y	–	–	5	41	17	32	15	21	27	28
Zr	–	–	13	100	116	415	70	89	177	228
Ni	1450	942	830	112	63	25	335	122	21	16
Cr	3450	–	2200	152	168	–	–	–	–	–
La	–	–	1.92	12.5	50	41.3	8.6	17	22	35
Ce	–	–	3.83	23.8	76	60.3	18.33	38	45	67
Nd	–	–	2.67	11.6	34.5	23.3	10.10	22	23	35
Sm	–	–	0.73	2.8	4.7	3.3	2.60	4.96	4.8	6.1
Eu	–	–	0.20	0.8	1.2	0.97	0.61	0.80	1.3	1.2
Gd	–	–	–	–	–	–	2.78	4.13	4.1	3.7
Tb	–	–	0.11	0.5	0.40	0.35	–	–	–	–
Er	–	–	–	–	–	–	1.45	1.94	1.9	2.0
Yb	–	–	0.67	2.1	0.88	0.63	1.22	1.66	1.7	1.8
Lu	–	–	0.10	0.32	0.12	0.26	–	–	–	–

Примечание. 1–6 – породы Гонамского купола: 1 – лерцолиты (5/5); 2 – пироксениты (7/2); 3, 4 – пироксеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы: 3 – метакоматиты (6/3/3), 4 – metabазиты (29/26/5); 5, 6 – эндебиты: 5 – низкокальциевые (15/9/2), 6 – нормальной и повышенной щелочности – чарнокиты (16/16/3); 7–10 – породы Суннагинского купола: 7, 8 – metabазиты: 7 – инфракрустального (14/14/14) и 8 – супракрустального комплексов и мафических даек (29/29/29); 9, 10 – эндебиты: 9 – низкокальциевые (8/8/8), 10 – повышенной щелочности (15/15/15).

Содержания окислов приведены к 100%; * – все Fe в форме FeO. В примечании к таблице в скобках после названия пород указаны количество анализов: 1 – окислов, 2 – редких и 3 – редкоземельных элементов. Прочерк – элемент не определялся.

ской и федоровской и другими свитам, а затем к сеймской толще [2, 6, 15–18, 22, 23, 30, 31, 35, 40, 51, 55, 57]. Аналогичные породы на восточном крыле купола относились к тимптоно-джелтулинской серии – кюриканской, куренской и сутамской свитам. Мощность супракрустальных толщ колеблется по разным оценкам от 3000 до 4500 м. Они слагаются гиперстен-силлиманитовыми, гранат-гиперстен-кордиеритовыми, гранат-кордиерит-силлиманитовыми, силлиманит-дистен-гранатовыми, гранат-биотитовыми, графит-гра-

нат-биотитовыми, пироксен-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, магнетитовыми и мономинеральными кварцитами, диопсидскаполитовыми породами, кальцифирами и мраморами. Одной из отличительных особенностей комплекса является присутствие в его составе чрезвычайно редких для других районов Алданского щита сапфириносодержащих гиперстен-биотит-гранатовых пород с флогопитом, кордиеритом, силлиманитом и шпинелью, которые развиты в бассейне р. Сутам [8, 52]. Породы

супракристалльного комплекса имеют четко выраженную гнейсовидность, которая отражает, скорее всего, первичную слоистость, поскольку маркирующие пласты кварцитов, мраморов, кальцифилов и высокоглиноземистых пород залегают согласно этой гнейсовидности. Необходимо также отметить присутствие среди пород супракристалльного комплекса мощных (до 300–400 м) пачек меланократовых пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев (метабазитов), а также линз пироксенитов и перидотитов. Породы супракристалльного комплекса местами интенсивно мигматизированы вплоть до образования гранито-гнейсов с реликтовыми минералами субстрата. Наиболее показательными в этом отношении являются гранатовые гранулиты (гранат-кварц-полевошпатовые породы, с линейным расположением зерен граната), которые развиваются по гранатсодержащим гнейсам.

СТРУКТУРА КУПОЛА

Структурные соотношения между породами эндербит-базитового комплекса ядра купола и его супракристалльным окаймлением всегда согласные как в случае метаморфических, так и тектонических контактов между ними. В большинстве случаев падение плоскостей кристаллизационной сланцеватости в породах супракристалльного комплекса, полосчатости и гнейсовидности в эндербитах в зоне контакта направлено внутрь ядра. Реже наблюдается обратная картина. В структурном отношении полосы супракристалльного комплекса в центральной части купола слагают сжатые синформы, реже антиформы или моноклинали с крутыми (45–70°) крыльями, согласно сочетающиеся со структурами эндербит-базитового фундамента. Изометричные поля соответствуют чащеобразным синформам с относительно пологим (25–40°) наклоном крыльев. Все это в комплексе с различно ориентированной полосчатостью (как по простиранию, так и по наклону ее плоскостей – 20–70°) создает сложный линейно-петельчатый структурный узор изометричного ядра Гонамского купола. По мере удаления от непосредственного контакта с ядром дислоцированность супракристалльных толщ усложняется. Она неравномерна. Наравне с простыми спокойными складками с наклоном крыльев не более 30–40° на северо-западе района встречаются участки “дикий складчатости”, характеризующейся сжатыми формами складок с крутыми наклонами крыльев (до 80°), острыми замками с различно ориентированными короткими осями. В целом же складки в зоне окаймления купола своими осями ориентированы конформно его ядру, а осевые плоскости вертикальны или, чаще, характеризуются центростремительной вергентностью.

Отсюда ясно, что Гонамский купол имеет грибообразную форму, поскольку его крылья наклонены внутрь ядра, а само ядро насыщено многочисленными реликтами супракристалльных толщ. Этим он отличается от Суннагинского купола, в котором наблюдаются устойчивые падения крыльев от ядра купола.

Для полноты характеристики Гонамского купола отметим, что в его пределах, главным образом по периферии, широким развитием пользуются раннепротерозойские магматические образования. Они слагают линзовидные тела и небольшие массивы неправильной формы, сложенные аляскитовыми гранитами, а также габбро и анортозитами (см. рис. 2).

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОД КУПОЛА

Первые определения изотопного возраста эндербитов из коренных обнажений в среднем течении р. Сутам были опубликованы уже давно. В результате анализа валовых проб эндербитов был “получен надежный согласованный свинец-свинцовый и уран-свинцовый изохронный возраст в 3800 ± 200 млн. лет” [48, с. 230]. Большая ошибка определения и материал проб делает эти цифры не вполне корректными, но, тем не менее, показательными, подтверждающими ранее высказанные предположения о древнем возрасте метаморфических пород р. Сутам.

Впоследствии возраст эндербитов нормальной и повышенной щелочности р. Сутам определялся дважды по цирконам уран-свинцовым методом. В обоих случаях отмечаются два пересечения конкордии с дискордией. В одном из них [47] верхнее пересечение дает значения возраста 3219 ± 203 млн. лет, а нижнее – 1980 ± 98 млн. лет, а во втором [54] – с меньшей ошибкой, соответственно, 3131 ± 74 и 1935 ± 35 млн. лет. Если исходить из этих данных, возраст эндербитов второй генерации Гонамского купола можно оценивать в 3.1–3.2 млрд. лет, в то время как вторые цифры отвечают времени перестройки изотопных систем в эпоху проявления раннепротерозойского термотектогенеза, охватившего весь Алданский щит [13].

Новые данные по геохронологии гранитоидов, развитых в среднем и нижнем течении р. Сутам, были получены недавно в результате исследования их Sm–Nd изотопных систем [30]. Возраст гиперстен-биотитовых гранитоидов (или эндербитов нормальной щелочности с $K_2O - 3.32\%$) датируется в 3000 млн. лет, при модельном возрасте протолита 3016–3023 млн. лет. Это относительно близко к порядку цифр возраста подобных пород, определенного по циркону уран-свинцовым методом. Возраст аляскитовых гранитов Гонамского купола определен в 1916 млн. лет. Однако оказалось, что граниты, прорывающие эндербиты и

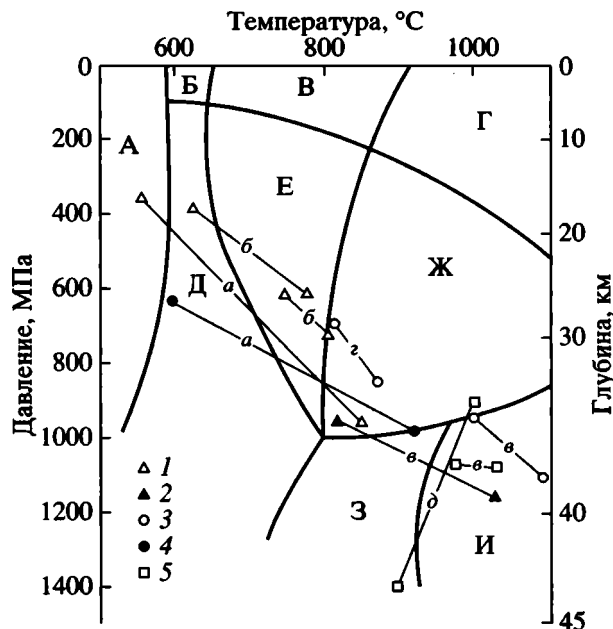


Рис. 3. Диаграмма температура–давление (глубина) [38] для минеральных фаций метапелитов Гонамского купола.

Минеральные фации: А – биотит-мусковитовых сланцев и гнейсов; Б, В, Г – роговиков (Б – биотитовых, В – андалузит-кордиеритовых, Г – пироксен-кордиеритовых); Д – андалузит-биотитовых, силлиманит-биотитовых и кванит-биотитовых гнейсов; Е – андалузит-гранат-кордиеритовых и силлиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов; Ж – гранат-кордиерит-гиперстеновых гнейсов; З – силлиманит-гиперстеновых гнейсов; И – кварц-сапфириновых пород.

Минеральные парагенезисы: 1 – гранат-пироксен; 2 – кварц-гранат-силлиманит; 3 – гиперстен-силлиманит; 4 – гиперстен-силлиманит-кордиерит; 5 – сапфирин-гиперстен-биотит-гранат.

Источники данных: а [27], б [1], в [20, 21], г [28], д [52].

чарнокиты в ядре купола, характеризуются более древними значениями модельных возрастов (от 2.8–3.1 до 3.2–3.6 млрд. лет), чем граниты, интрузирующие породы супракрустального комплекса в его окаймлении (2.5–2.9 млрд. лет). Можно думать, что в качестве одного из источников родоначальной магмы аляскитовых гранитов в ядре купола могли участвовать породы с изотопными характеристиками субконтинентальной коры с возрастом 3.6 млрд. лет. Не исключается примесь вещества континентальной коры, с возрастом 3.1–3.2 млрд. лет.

Значения модельного возраста, близкие к 2.8–2.9 млрд. лет, равно как и данные о Rb–Sr изотопном возрасте метабазитов р. Сутам – 2856 ± 40 млн. лет [39] могут свидетельствовать о крупном прогреве коры, который, скорее всего, был связан с позднеархейско-раннепротерозойским термотектогенезом, особенно широко проявленным в сопредельной Джугджуро-Становой области [7, 13].

Имеющиеся датировки пород Гонамского купола позволяют заключить, что доказанными наиболее древними являются породы с возрастом 3.0–3.2 млрд. лет. Это, в основном, эндрбиты нормальной щелочности и чарнокиты, которые, как уже говорилось, формировались не в самый ранний этап архейского гранитообразования и, несомненно, замещали более древние эндрбиты с низким содержанием K_2O (менее 2%) и относительно высокими содержаниями магния и кальция. Именно эти более древние эндрбиты вместе с включениями метабазитов протокры (за счет частичного плавления которой они и формировались) являются главными компонентами инфракрустального комплекса, сохранившегося в ядре эндрбитового купола в виде темных реликтов среди замещающих его более высококальциевых эндрбитов и чарнокитов. На Алданском щите только в одном случае удалось доказать существование таких эндрбитов с возрастом 3.5–3.6 млрд. лет [44], хотя именно такой возраст древней континентальной коры устанавливается практически на всем пространстве Алданского щита по данным Sm–Nd изотопии путем расчетов модельного возраста более молодых магматических пород [30, 60].

ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД КУПОЛА

Породы Гонамского купола издавна привлекали внимание исследователей, занимавшихся изучением метаморфизма докембрийских комплексов. Это было обусловлено тем, что на р. Сутам были обнаружены породы с парагенетической ассоциацией гиперстена и силлиманита, формирующейся при сверхвысоких термодинамических параметрах (10–11 кбар и 900–1000°C) [19–21, 24, 31, 37]. Последующие исследования метаморфизма, главным образом, метапелитов супракрустального комплекса, были сосредоточены на р. Сутам вдоль восточной и южной краевой зоны ядра Гонамского купола [1, 16, 17, 28, 45]. Результаты этих исследований показывают большой разброс оценок P–T параметров метаморфизма, особенно при использовании данных по различным парагенетическим ассоциациям минералов (рис. 3). Следует отметить, что на рис. 3 отражены условия как кульминационной (гиперстен-силлиманит), так и регрессивной (гиперстен-силлиманит-кордиерит) стадий этапа гранулитового метаморфизма. Кроме того, на р. Сутам среди метапелитовых гнейсов супракрустального комплекса, содержащих минеральные ассоциации высоких термодинамических параметров, были выявлены разновидности карбонатных пород, содержащих волластонит в парагенезисе с диопсидом, плагиоклазом, скаполитом, кальцитом, кварцем, сфеном и гроссуляром. Считается, что поро-

ды с волластонитсодержащими парагенезисами не совместимы с породами, метаморфизованными в условиях высоких и сверхвысоких давлений и температур, поскольку эти парагенезисы возникают при парциальном давлении CO_2 около 6 кбар и температурах до $870^\circ C$ [25].

Исследования термодинамических условий формирования гранитоидов, подобных тем, что слагают ядро Гонамского купола, проводились на сопредельной с востока территории в бассейне р. Чакай с привлечением данных по р. Сутам [43]. Установлено, что формирование низкокальциевых эндербитов происходило при давлении 7–8 кбар и температурах $830\text{--}850^\circ C$, а гранитоидов второго этапа, соответственно, при 8–8.5 кбар и $700\text{--}800^\circ C$, т.е. при относительно близких РТ параметрах. Вместе с тем условия метаморфизма гранатсодержащих основных кристаллических сланцев р. Сутам по минеральному парагенезису

граната и гиперстена оцениваются как более высокие – $P = 10.4\text{--}9.5$ кбар и $T = 840\text{--}820^\circ C$ [27].

Таким образом, очевидно совмещение на уровне современного эрозионного среза Гонамского купола пород, метаморфизованных в различных условиях, причем максимальный разброс оценок (см. рис. 3) составляет от 13–14 кбар и $1100^\circ C$ до 3–4 кбар и $550^\circ C$. Можно заметить, что параметры РТ условий формирования гранитоидов, генерация которых обусловила рост купола, занимают промежуточное положение между максимальными и минимальными значениями давлений и температур, при которых происходил метаморфизм метapelитов супракрупного комплекса в окаймлении его ядра.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КУПОЛА

Наличие данных о физических свойствах пород Гонамского купола (табл. 2) позволяет полу-

Таблица 2. Физические параметры пород, слагающих Гонамский эндербитовый купол

№ п/п	Название пород	k в ед. СИ ($n \times 10^{-3}$)			σ (г/см ³)			N	V_p , км/с	V_s , км/с
		N	$C_1\text{--}C_2$	C	N	$C_1\text{--}C_2$	C			
1	Пироксен- и двупироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	141	0.20–754.0	26.46	11	2.87–3.10	3.05	1	5.809	3.370
2	Пироксен-гранатовые, амфибол-пироксен-гранатовые (эклогитоподобные) породы	5	0.40–2.32	0.44	18	2.94–3.58	3.29	1	7.020	3.190
3	Пироксениты, вебстериты, лерцолиты	13	7.0–37.7	24.38	20	3.03–3.30	3.13	1	6.124	3.488
4	Гранатсодержащие высокоглиноземистые гнейсы, гранатовые гранулиты	5	0.11–0.23	0.15	16	2.42–2.96	2.83	3	4.603	2.704
5	Сапфириносодержащие биотит-кордиеритовые кристаллические сланцы	–	–	–	3	2.97–3.13	3.05	2	5.932	3.338
6	Кальцифиры, мраморы	67	0–2.51	0.23	20	2.68–3.00	2.86	–	–	–
7	Кварциты	–	–	–	4	2.55–2.62	2.60	–	–	–
8	Эндербиты, чарнокиты	4	0.013–0.23	0.10	6	2.57–3.12	2.61	1	5.003	3.108
9	Аляскитовые граниты	37	0.013–0.72	0.19	27	2.55–2.87	2.61	1	5.273	3.269
10	Габбро, габбро-анортозиты	81	0.09–5.03	0.65	23	2.60–3.03	2.86	2	5.590	3.378
11	Разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы, плаггиогранито-гнейсы, мигматиты амфиболитовой фации	350	0.013–2.89	0.35	20	2.55–2.68	2.65	–	–	–
12	Гранодиориты	80	0.03–15.0	4.80	5	2.52–2.56	2.54	–	–	–

Примечания. 1–8 – породы, входящие в состав архейских инфра- и супракрупных комплексов; 9–11 – породы раннего протерозоя, в том числе – регрессивно метаморфизованные (11); 12 – раннемеловые гранитоиды. k – магнитная восприимчивость, σ – плотность V_p и V_s – скорости прохождения продольных и поперечных сейсмических волн в условиях нормального атмосферного давления (для 2^{-x} и 3^{-x} измерений – средние значения). N – количество образцов; $C_1\text{--}C_2$ – минимальные и максимальные значения, C – средние значения. Прочерк – параметры не определялись.

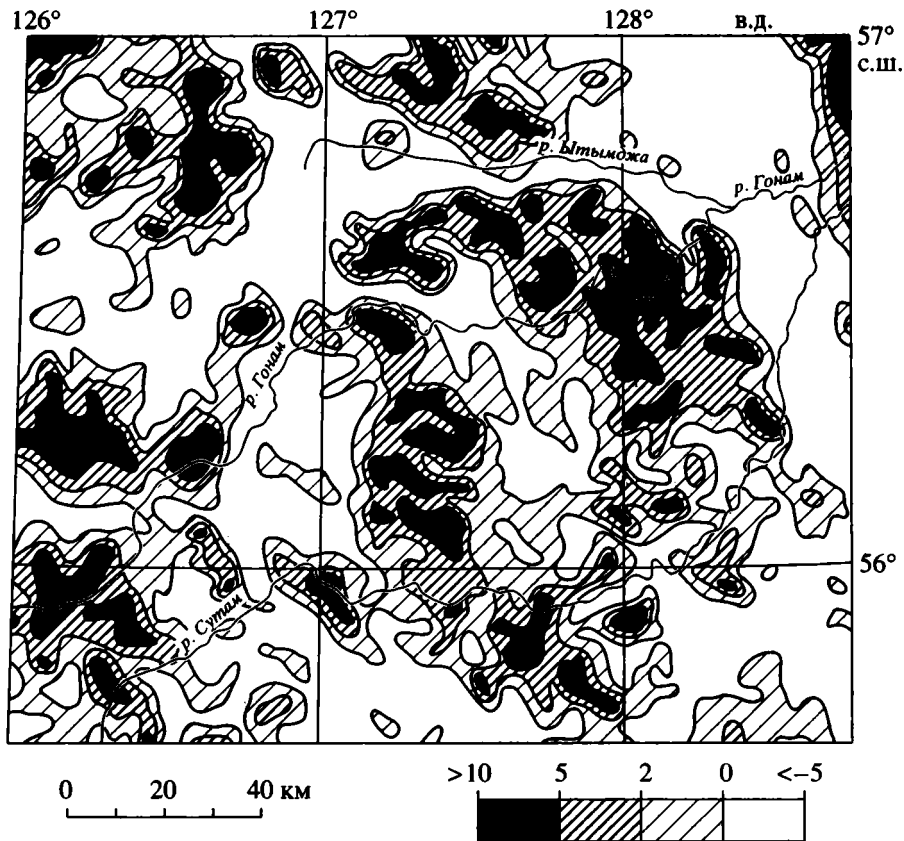


Рис. 4. Аномальное магнитное поле Гонамского купола (по [56] с упрощениями).
Шкала интенсивности магнитного поля в миллиэрстедах.

чить объективную дополнительную информацию о составе и строении купола, включая и его глубинные уровни.

На карте аномального магнитного поля (рис. 4) изометричное ядро структуры с его северо-западным и юго-восточным ответвлениями выражается концентрически-кольцевой зональностью. Центральная часть ядра отличается относительно пониженными значениями полного вектора (ΔT), в то время как широкая внешняя кольцевая зона ядра характеризуется положительными значениями интенсивности магнитного поля от 2 до 10 и более миллиэрстед. Это вызвано тем, что во внешней зоне ядра широким развитием пользуются меланократовые образования (пироксеновые кристаллические сланцы с высоким содержанием магнетита (до 28%) и ультраосновные породы), характеризующиеся высокой магнитной восприимчивостью. Доля менее магнитных эндрбитов и чарнокитов здесь относительно невелика. Отметим также, что часть аномалии, особенно в бассейне субширотного отрезка р. Сутам, связана с магнетитовыми кварцитами, широко здесь развитыми [8, 19]. Центральная часть ядра более лейкократовая – здесь доля гранитоидов значительно выше, чем на периферии. Некото-

рые участки с низкими или отрицательными значениями полного вектора магнитного поля (реки Битымджа, Гонам, Сутам на юго-западе района) совпадают на местности с фанерозойскими грабенами. Эти участки сливаются с полем низких значений интенсивности магнитного поля окаймления купола, сложенного в основном породами с относительно небольшой магнитной восприимчивостью. На этом фоне выделяются отдельные поля с высокой интенсивностью магнитного поля, которые отвечают либо выступам эндрбит-базитового комплекса (западнее северо-восточного отрезка р. Гонам), либо участкам его возможного неглубокого залегания.

Сравнение магнитных полей Гонамского и Суннагинского куполов [59] свидетельствует о более высокой интенсивности первого при схожем рисунке кольцевой зональности. Это говорит о том, что доля меланократовых пород в составе ядра Гонамского купола выше, чем у Суннагинского. Особенностью Гонамского купола является повышенное содержание первичномагнетического магнетита в основных породах по сравнению с другими аналогичными породами Алданского щита [3].

Высокая плотность метабазитов и ультрабазитов, их сравнительно большой объем среди гранитоидов, формирующих ядро Гонамского купола, определяют природу Сутамского гравитационного максимума (в наблюдаемом поле в редукции Буге), границы которого почти идеально совпадают с очертаниями гетерогенного ядра структуры [4, 36]. Вместе с тем расчет остаточных аномалий поля тяжести (принятая плотность промежуточного слоя 2.3 г/см^3 , высота пересчета 15 км) показал, что площади, оконтуренные изомалой +5 мГал, развиты исключительно на востоке и юге внешней части Гонамского купола [42]. Поскольку эти расчеты отражают размещение пород разной плотности на глубине не менее 15 км, то можно предположить, что эти аномалии отражают глубинное положение структурно-вещественных комплексов, главным компонентом которых являются высокоплотные породы основного состава. И, напротив, судя по этим расчетам, глубинные горизонты ядра структуры отличаются пониженной плотностью, в отличие от верхних уровней, где доля высокоплотных пород основного и ультраосновного состава оказалась достаточной, чтобы создавать в наблюдаемом поле гравитационный максимум. Таким образом, можно говорить о латеральной и вертикальной плотностной зональности Гонамского купола.

Кольцевая зональность аномального магнитного поля и совпадающий с ней Сутамский гравитационный максимум подтверждают объективность выделения изометричного Гонамского купола. Магнитные и плотностные латеральные и глубинные неоднородности этой структуры, по всей видимости, обусловлены соответствующим распределением пород, образующих купол.

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД КУПОЛА

Главными индикаторами геодинамических условий тектонической эволюции Гонамского купола являются породы ультраосновного, основного состава и гранитоиды [7, 9, 12, 59]. Среди метаультрабазитов и метабазитов выделяются две возрастные группы пород: первая относится к инфракрустальному, а вторая – к супракрустальному комплексу. По породам первой группы, в дополнение к ранее известным петрогеохимическим данным [7, 11, 41], привлекаются недавно опубликованные анализы [39]. Это также относится и к характеристикам гранитоидов Гонамского купола. Для обсуждения проблем петрогенезиса и геодинамических условий формирования метабазитов второй группы используются данные по Суннагинскому куполу [9, 59], поскольку ядра обоих куполов окаймляются, по существу, единой супракрустальной гнейсовой серией.

В ядре Гонамского купола разновеликие и морфологически разнообразные меланократовые включения в эндербитах сложены породами основного и ультраосновного состава – пироксен-плагиоклазовыми и пироксеновыми кристаллическими сланцами. Петрогенезис этих пород ранее рассматривался, и было показано, что метабазиты близки к океаническим базальтам, а метаультрабазиты сходны с коматитами архейских зеленокаменных поясов [11]. Новые данные о распределении редкоземельных элементов в метаультрабазитах Гонамского купола также показывают их сходство с позднеархейскими коматитами Олондинского зеленокаменного пояса западной части Алданского щита [46], а метабазитов – с базальтами океанов (рис. 5, 6).

Судя по спектрам РЗЭ, метабазиты инфракрустального комплекса Гонамского купола характеризуются невысокими их концентрациями, так же, как и аналогичные породы Суннагинского купола (см. табл. 1), при относительно низкой степени дифференцированности (см. рис. 5). Средние величины отношений $(\text{La/Yb})_N = 4$ и 4.17 , т.е. близки. Метабазиты супракрустального комплекса несколько обогащены РЗЭ, а степень их дифференцированности – $(\text{La/Yb})_N = 7.7$ – заметно выше, чем для пород инфракрустального комплекса.

Для дополнительного анализа геодинамической природы метабазитов Гонамского купола может быть использована диаграмма, основанная на отношениях концентраций Ti и Zr как элементов, наименее подвижных при метаморфизме [64]. На эту диаграмму (см. рис. 6) нанесены также данные для пород супракрустального комплекса Суннагинского купола. Можно видеть, что большинство фигуративных точек составов метабазитов располагаются в поле и вблизи поля базальтов океанического ложа, однако составы пород супракрустального комплекса заметно смещены в сторону более низких содержаний титана и более высоких циркония, что намечает тенденцию их приближения к известково-щелочным базальтам окраинно-континентальных или островодужных обстановок [9, 59].

Обогащенность метаультрабазитов и метабазитов инфракрустального комплексов некоторыми некогерентными элементами (Rb, Ba) по сравнению с океаническими толеитами фанерозоя [11], а также субпараллельное положение спектров распределения РЗЭ свидетельствуют о том, что родоначальная магма этих пород выплавлялась из одного недеплетированного лерцолитового (пиролитового) источника, но при разной степени частичного плавления – исключительно высокой для метакоматитов и других метаультрабазитов и менее высокой для метабазитов. Тесная ассоциация этих пород, может рассматриваться как свидетельство частых изменений термальных условий магмогенерации в быстро меняющихся геодина-

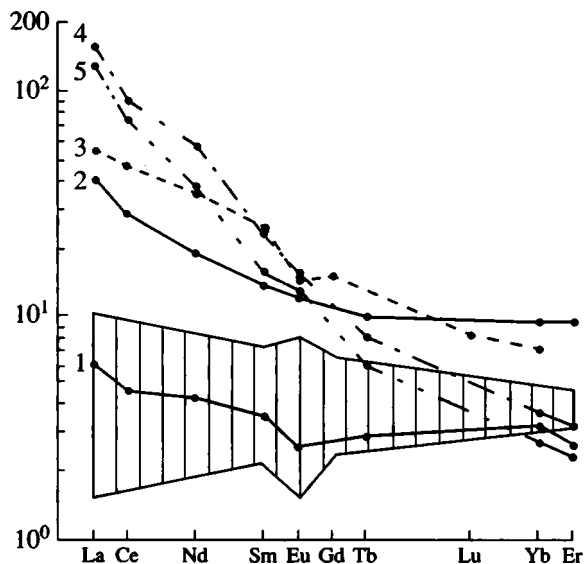


Рис. 5. Нормированные по хондриту средние содержания РЗЭ в метаультрабазитах, метагипербазитах и эндербитах Гонамского купола.

1 – пироксеновые сланцы (метакоматииты) и 2 – пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы (метабазиты) инфракрустального комплекса; 3 – метабазиты супракрустального комплекса; 4 – низкокальциевые эндербиты; 5 – эндербиты нормальной и повышенной щелочности. Штриховкой выделено поле коматиитов позднеархейского Олондинского зеленокаменного пояса Алданского щита [46].

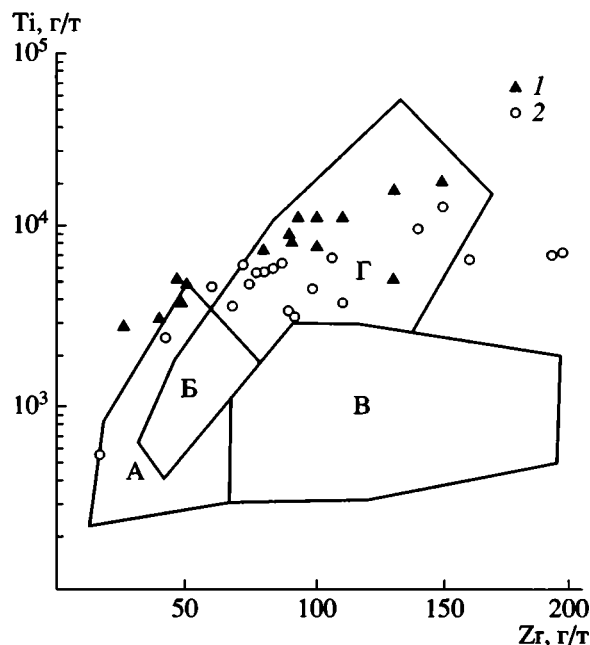


Рис. 6. Диаграмма Ti–Zr [64] для метабазитов Гонамского купола.

1 – метабазиты инфракрустального комплекса Гонамского купола; 2 – метабазиты супракрустального комплекса Гонамского и Суннагинского куполов. Поля: А – низкокальциевые толеиты; Б – низкокальциевые толеиты и базальты океанического ложа; В – известково-щелочные базальты; Г – базальты океанического ложа.

мических условиях сжатия и растяжения, при доминировании последних. Геологические данные показывают, что во время и после накопления седиментогенных образований супракрустального комплекса происходило внедрение даек и силлов пород основного состава и малых тел перидотитов и пироксенитов [9, 59]. Это означает, что и в этот период периодически возникали различные геодинамические обстановки и глубинные термодинамические режимы, при которых формировались очаги ультраосновных и основных магм.

О природе древнейших низкокальциевых эндербитов можно судить по характеру распределения в них и в ассоциирующих с ними метабазитах РЗЭ. Как видно из характера пересечения трендов 2 и 4 на рис. 5 это распределение близко к тероретической модели частичного плавления исходного толеита с получением выплавки тоналитового состава [58]. Согласно этой модели, состав рестита должен отвечать эклогиту. Такие природные эклогиты были встречены в бассейне р. Чакатай в 75 км к востоку от центра Гонамского купола [42]. Проведенные петрохимические расчеты триады природных метабазитов, эндербитов и эклогитов показали реальность модели частичного (15–20%) плавления метабазитов инфракрустального комплекса с формированием низко-

кальциевых эндербитов и реститовых эклогитов при $P = 7-8$ кбар и $T = 830-850^\circ\text{C}$. В процессе частичного плавления не принимали участие ультраосновные породы инфракрустального комплекса (см. тренд 1 на рис. 5). Видимо, с этим связано естественное обогащение эндербитов, слагающих ядро Гонамского купола, ксенолитами метаультрабазитов. Таким образом, очевидно, что петрогенезис низкокальциевых эндербитов Гонамского купола принципиально не отличается от установленного для других куполов подобного типа [9, 12]. По сравнению с аналогичными породами Суннагинского купола (см. таблицу 1) низкокальциевые эндербиты Гонамского купола характеризуются заметно большей степенью дифференцированности РЗЭ – $(\text{La}/\text{Yb})_N = 38$ и 9 соответственно, что может связываться с меньшей степенью плавления базитового субстрата, его неполной переработкой, а также большим количеством ультраосновных компонентов в составе базитовой протокоры.

Косвенным доказательством неполной переработки базитовой протокоры в ходе первого этапа гранитообразования могут служить некоторые паропороды супракрустального комплекса, накопление которого происходило в интервале между первым и вторым этапами гранитообразования на эмбриональной континентальной

коре эндербит-базитового состава. Это магнетитовые кварциты и высокомагнезиально-глиноземистые сапфириносодержащие породы с низкими содержаниями кремнезема ($\text{SiO}_2 - 41.10$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 23.45$, $\text{MgO} - 26.75$, $\text{Na}_2\text{O} - 0.15$, $\text{K}_2\text{O} - 1.10\%$ – среднее из 5 проб). Первые рассматриваются как продукты совершенного химического выветривания базальтоидов с высоким содержанием магнетита, а вторые как метаморфизованные латериты по базит-ультрабазитовому субстрату [63].

Формирование гранитоидов второй генерации в купольных структурах происходит за счет частичного плавления субконтинентальной эндербит-базитовой коры в условиях термостатирующего влияния вулканогенно-осадочного чехла, превращенного в супракрустальный комплекс. Во всех известных случаях гранитоиды второй генерации по сравнению с низкокалиевыми эндербитами отличаются несколько более высокими содержаниями суммы РЗЭ при близкой степени их дифференцированности [9, 12] (см. табл. 1). Для эндербитов нормальной и повышенной щелочности Гонамского купола выявляется несколько иная картина (см. рис. 5). Они по сравнению с эндербитами первой генерации характеризуются чуть меньшей суммой РЗЭ и почти одинаковой степенью дифференцированности РЗЭ – $(\text{La}/\text{Yb})_N = 44$ и 38 соответственно. Причиной такого распределения РЗЭ в гранитоидах второй генерации может быть высокая степень частичного плавления эмбриональной континентальной коры, насыщенной многочисленными фрагментами базитового субстрата. В этом случае продукты частичного плавления по спектру распределения РЗЭ должны приближаться к низкокалиевым эндербитам, что и можно видеть на многокомпонентной диаграмме (рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изложенные выше материалы позволяют говорить о том, что Гонамский эндербитовый купол по направленности эволюции геологических процессов вполне сопоставим с другими подобными структурами Алданского щита [9, 11]. Вместе с тем, по некоторым параметрам он отличается от них. Это: 1 – грибообразная форма купола; 2 – насыщенность метаморфических комплексов, слагающих купол, породами ультраосновного состава, что отразилось в зональности аномальных магнитных и гравитационных полей; 3 – латеральная неоднородность РТ условий метаморфизма в ядре и в окаймлении купола. По всей видимости, все это было тесно связано с условиями тектонической эволюции Гонамского купола, заложившегося, как и остальные эндербитовые купола, на начальной стадии формирования древнейшей континентальной коры.

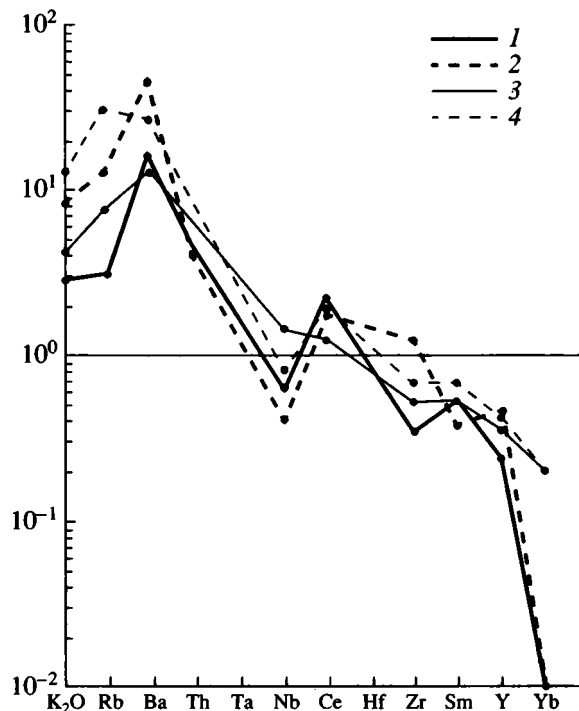


Рис. 7. Многокомпонентный график [65] нормированных по океаническому плагиограниту раннеархейских гранитоидов Гонамского и Суннагинского куполов (по средним содержаниям).

1, 2 – эндербиты Гонамского и 3, 4 – Суннагинского куполов: 1, 3 – низкокалиевые, 2, 4 – нормальной и повышенной щелочности.

Можно предположить, что в ареале Гонамского купола первичная базитовая кора была изначально насыщена породами ультраосновного состава, что позволяет говорить о ее прямой генетической связи с горячей точкой, с высокотемпературными очагами генерации как основных, так и особенно ультраосновных магм. Купол зародился тогда, когда началось хаотическое рециклирование фрагментов еще не остывшей базит-ультрабазитовой коры по механизму сагдукции [62]. Вероятнее всего, эти процессы рециклирования были центростремительными, т.е. направленными внутрь структуры, где происходило сжатие фрагментов первичной коры, частичное плавление базитовых компонентов, выплавление низкокалиевых эндербитов и их аккумуляция в центре ядра. Одновременно на периферию ядра вытеснялись породы основного и ультраосновного состава, перемещенные с нижних горизонтов протокоры. Поэтому внешняя зона эндербитового ядра оказалась наиболее насыщенной меланократовыми включениями, что и нашло отражение в зональном характере аномального магнитного и гравитационного полей.

Как и в случаях с другими эндербитовыми куполами, вторым этапом роста Гонамского купола был период, когда, после формирования вулкано-

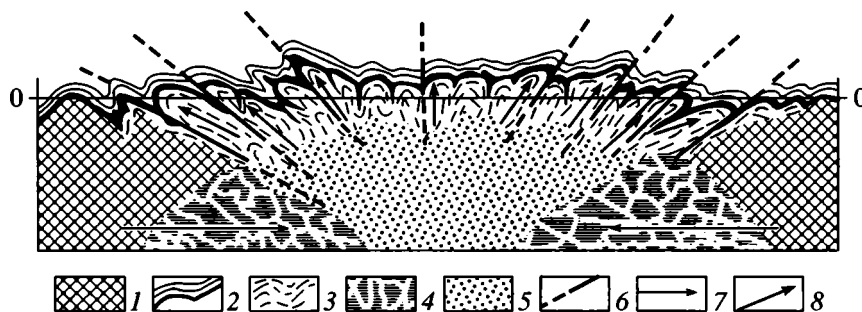


Рис. 8. Кинематическая модель по [61] эволюции Гонамского купола на заключительном этапе тектогенеза.

1 – эмбриональная эндербит-базитовая континентальная кора (инфракрустальный комплекс); 2 – супракрустальный комплекс; 3–5 – эндербиты нормальной и повышенной щелочности второго этапа гранитообразования; 3 – зона контакта с термостатирующим экраном и пластических деформаций; 4, 5 – очаг гранитообразования на начальной (4) и конечной (5) стадиях частичного плавления эмбриональной коры под влиянием сил горизонтального сжатия; 6 – радиальные разломы; 7, 8 – направление сил: 7 – горизонтального сжатия; 8 – ограниченного давления.

генно-осадочного чехла, под его экранирующим термостатирующим воздействием, в условиях высокотемпературного флюидного потока, осуществлялось частичное плавление первичной субконтинентальной коры и формирование эндербитов нормальной щелочности и чарнокитов. Высокая степень плавления субконтинентальной коры, местами насыщенной многочисленными фрагментами первичной базитовой коры, также вовлеченными в процесс частичного плавления, обусловила своеобразие геохимических, в том числе редкоземельных характеристик гранитоидов второй генерации, близких к параметрам гранитоидов первой генерации.

Зарождение и рост купола, несомненно, были обусловлены увеличением объема его ядра, связанным с привнесом глубинных флюидов и дегидратацией пород базитовой протокры, подвергшейся рециклированию, т.е. неоднократной переработке с выплавлением гранитоидных (эндербитовых или тоналитовых) расплавов. Известны расчетные оценки масштабов увеличения объема ядер гранито-гнейсовых куполов, достигающие величин в 16.35 и 18.34% [33, 34], которые свидетельствуют о возможности возникновения высоких локальных тектонических напряжений, связанных с куполообразованием, в процессе формирования континентальной коры. Последние неизбежно должны были вызывать развитие сложных складчатых и покровно-надвиговых дислокаций в кровле и обрамлении купола, которые мы и наблюдаем в настоящее время. Кроме того, видно, что степень дислоцированности пород и их метаморфизм, особенно по такому показателю, как давление, в окаймлении ядра купола неодинаковы. Можно думать, что эти латеральные структурно-метаморфические неоднородности были связаны с эффектом мультипликации, когда давление литостатической нагрузки суммировалось с неравномерно распределенным избы-

точным тектоническим давлением, возникающим в ходе купольного тектогенеза, которое могло достигать величин в несколько килобар [49]. Достаточной убедительной концепцией тектоники природы отмеченных выше неоднородностей может служить модель Э. Кранка [61], которая связывает происхождение куполов грибообразной формы (т.е. такой, как у Гонамского купола) с действием прямого горизонтального сжатия на высокопластичный объем земной коры, где развивались процессы рециклирования и гранитообразования, когда это сжатие превращается в ограниченное центробежное радиальное давление (рис. 8). В этом случае по периферии ядра и в его окаймлении развивается система пластичных надвигов с центростремительной вергентностью и возникают участки с различными показателями тектонического давления, в том числе и избыточного. Говоря о природе избыточного тектонического давления, нельзя также не учитывать дополнительный эффект, который мог быть вызван общим сводовым поднятием на заключительной стадии формирования купола в условиях уже относительно жесткой континентальной коры. Рассчитано, что образующиеся при этом клиновидные блоки “могут действовать подобно многопуассонному аппарату высоко давления (в геологическом масштабе), удерживая очаговые высокие давления и температуры” [5, с. 77]. Эти модели тектонической природы давления при региональном метаморфизме и гранитообразовании в условиях многокупольной тектоники, которая типична для Алданского щита [7, 12], еще раз, вслед за выводами Ю.М. Шейнманна [53], ставят под сомнение взгляды о преимущественно литостатической природе давления и, соответственно, о многокилометровых (до 40 км и более) вертикальных перемещениях отдельных блоков земной коры небольшой площади и, отсюда, глубокой эрозии этого региона.

Результаты анализа тектонической эволюции Гонамского купола, так же, как и других эндербитовых куполов Алданского щита [30, 44, 60], свидетельствуют о том, что все основные корообразующие процессы и тектонотермальные события в пределах этого региона происходили, как минимум, в четыре этапа: 3.5–3.6; 3.0–3.3; 2.6–3.0 и 1.9–2.0 млрд. лет. Первые два этапа отвечают рубежам активного начала и завершения архейского купольного тектогенеза и формирования многокупольного Алдано-Станового нуклеара в режиме тектоники плюмов. Третий этап характеризовался зарождением и развитием рифтогенных структур позднеархейских зеленокаменных поясов во внешней части нуклеара [7]. В ареале Гонамского купола этот этап отразился в частичной перестройке изотопных систем в метаморфических комплексах за счет теплового воздействия со стороны сопредельной с юга Джугджуро-Становой области, относящейся к внешней части нуклеара. Четвертый этап – это период раннепротерозойского термотектогенеза, охватившего весь Алдано-Становой нуклеар и особенно его внешнюю часть [7, 10, 13]. В районе Гонамского купола, в силу его пространственного положения в системе куполов Алданского щита, этот этап выражен не только в ретроградном преобразовании гранулитовых комплексов в зоне Станового разлома и в перестройке изотопных систем в гранулитах, распространенных севернее него, но и в развитии процессов корово-мантийного магматизма – внедрении анортозитов, габброидов и аляскитовых гранитов, тела которых располагаются в системе концентрических разломов по периферии купола. Следует подчеркнуть, что эта же концентрическая тектоническая система Гонамского купола, по всей видимости, оказала влияние на заложение части раннепротерозойских и фанерозойских грабенов и прогибов, которые своими отдельными фрагментами располагаются конформно ядру купола, одновременно приспосабливаясь и к субширотным разломам, связанным с коллизией Сибирской и Амурской плит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Реконструкция тектонической эволюции Гонамского эндербитового купола свидетельствует о генетической связи этой раннедокембрийской структуры центрального типа с процессами взаимодействия мантийных плюмов, реализующимися в условиях плюм-тектонического режима. Гонамский купол отличается рядом специфических черт геологического строения, таких, как: состав и условия петрогенезиса пород, латеральная неоднородность метаморфизма и дислокаций в зоне окаймления, центростремительная направленность механизмов рециклирования базитовой протокры и тектонических напряжений, повлия-

вших на форму купола. Однако направленность эволюции петрогенетических и структурообразующих процессов в нем оказывается вполне аналогичной с установленной для других эндербитовых куполов Алданского щита [12]. Это позволяет считать выявленную направленность эволюции отображающей общую закономерность изменения геодинамических условий формирования древнейших сиалических ядер (нуклеаров), аккреция которых привела к возникновению земной коры континентов.

Исследование проведено при поддержке РФФИ, проект № 01-05-64268.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Авченко О.В., Попов В.С., Мишкин М.А. Минеральная геобарометрия гранат-пироксеновых кристаллосланцев Сугамского метаморфического комплекса // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 12. С. 75–85.
2. Архангельская В.В. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Алданская. 0-52-XXXXII / Ред. Ю.К. Дзевановский. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
3. Баженова Г.Н., Генишафт Ю.С., Печерский Д.М., Шаронова З.В. Магнитопетрологическая характеристика древних кристаллических пород Алданского щита // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле // II Международный конф. Тез. докл. М.: Изд-во ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, 1999. С. 12.
4. Габышев В.Д. Строение фундамента Якутии по геофизическим данным // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 52–55.
5. Генишафт Ю.С., Шейнманн Ю.М., Шульняков Ю.Ф. О возможности существования аномально высоких давлений в глубинных зонах коры и в верхней мантии // Физика Земли. 1975. № 3. С. 75–78.
6. Гиммельфарб Г.Б., Калганов Е.Н., Федоров Е.Е. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Алданская. N-52-III / Ред. Ю.К. Дзевановский. М.: Изд. ГУГиК Мингео СССР, 1966.
7. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 215 с.
8. Глуховский М.З., Кислякова Н.Г. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Алданская. N-52-II / Ред. Ю.К. Дзевановский. М.: Изд. ГУГиК Мингео СССР, 1966.
9. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.
10. Глуховский М.З., Моралев В.М. Эволюция тектонических условий анортозитового магматизма Алданского щита // Геотектоника. 1999. № 6. С. 3–15.
11. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протофиолитов // Геотектоника. 1977. № 6. С. 103–117.

12. Глуховский М.З., Моралев В.М., Пузанов В.И. Тектоническая эволюция архейских эндробитовых куполов Алданского щита // Геотектоника. 1998. № 5. С. 32–45.
13. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.
14. Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли // Геотектоника. 1973. № 2. С. 3–7.
15. Дук В.Л., Балаганский В.В., Зедгенизов А.Н. Последовательность деформаций в архейских образованиях Сутамского блока // Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутия. Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 19–41.
16. Дук В.Л., Кицул В.И., Березкин В.И. Структуры и метаморфизм раннего докембрия Алданского щита в бассейнах рек Тимптон и Сутам // Геодинамические исследования. М.: Сов. радио, 1979. № 5. С. 7–29.
17. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.
18. Зедгенизов А.Н. К вопросу о стратиграфии и корреляции архейских толщ Сутамского блока // Геология и золотоносность докембрия Якутии: Матер. по геологии и полезным ископ. Якутской АССР. Вып. 19. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1971. С. 53–61.
19. Кадейский А.А. Магнетитовое оруденение в Сутамском районе // Железные руды южной Якутии. М.: Изд. АН СССР, 1960. С. 225–244.
20. Кастрыкина В.М. Термодинамические условия формирования пород Сутамского комплекса // Термодинамический режим метаморфизма. М.: Наука, 1976. С. 267–273.
21. Кастрыкина В.М., Карсаков Л.П. Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. № 2. С. 5–21.
22. Кац А.Г. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Алданская. 0-52-XXXI / Ред. Ю.К. Дзевановский. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
23. Кац А.Г. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Алданская. N-52-I / Ред. Ю.К. Дзевановский. М.: Изд. ГУГиК Мингео СССР, 1967.
24. Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 71–91.
25. Кицул В.И. Волластонитсодержащие парагенезисы в метаморфических породах гранулитовой фации Алданского щита // Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М.: Наука, 1973. С. 87–95.
26. Кицул В.И., Богомоллова Л.М., Дук В.Л., Зедгенизов А.Н., Шкодзинский В.С. Формационный, структурный и петрологический анализ сложноскладчатых полиметаморфических комплексов Алданского щита // Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток: Изд. ДВО АН СССР, 1978. С. 12–18.
27. Кицул В.И., Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации // Петрология гранулитовой фации. М.: Наука, 1973. С. 4–28.
28. Кориковский С.П., Кислякова Н.Г. Реакционные структуры и фазовые равновесия в гиперстен-силлиманитовых кристаллосланцах Сутамского комплекса Алданского щита // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 314–341.
29. Кострыкина А.Н., Левин В.И., Нужнов С.В. Некоторые черты формационного положения и проявления золотоносности нижнепротерозойских конгломератов Алданского щита // Матер. по геологии и полезным ископ. Якутской АССР // Золотоносность Якутии и сопредельных территорий. Вып. XVII. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1970. С. 60–65.
30. Котов А.Б., Шемякин В.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита: Sm-Nd-изотопная систематика гранитоидов // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 6. С. 809–812.
31. Кудрявцев В.А. Архей бассейна р. Сутам // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 34–58.
32. Левин В.И. Литология протерозойских отложений Давангро-Хугданского грабена (Алданский щит) и их золотоносность. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1972. 160 с.
33. Летников Ф.А. Синергетические аспекты изучения природных открытых неравновесных систем // Докл. АН. 2000. Т. 370. № 2. С. 212–215.
34. Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В. Гранито-гнейсовые купола как пример самоорганизующихся систем в литосфере // Докл. АН. 2000. Т. 301. № 1. С. 67–70.
35. Луконина В.А. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Алданская. 0-52-XXV / Ред. Г.Ю. Лагздина. М.: Изд. ВАНПО "Аэрогеология", 1974.
36. Мальшев Ю.Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1977. 128 с.
37. Маракушев А.А. Проблема минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
38. Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Фельдман В.И., Феногенов А.Н., Ракчеев А.Д. Петрография. Часть III. М.: Изд. МГУ, 1986. 288 с.
39. Мишкин М.А., Масловская М.Н., Лаврик С.Н., Вовна Г.М. Геохимия и Rb-Sr - изотопия архейской метабазита – эндробитовой формации юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 1999. № 9. С. 931–940.
40. Мокроусов В.А. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Алданская. 0-52-XXVI / Ред. Г.Ю. Лагздина. М.: Госгеолтехиздат, 1964.
41. Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 166 с.
42. Моралев В.М., Глуховский М.З. Тектонические условия проявления эндогенных процессов в раннем

- докембри Алданского щита // Л.: Наука, 1980. С. 84–90.
43. Моралев В.М., Глуховский М.З. Частичное плавление метабазитов и эволюция докембрийской литосферы // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 2. С. 427–431.
 44. Морозова И.М., Другова Г.М., Богомолов Е.С. и др. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского региона // Изотопная геология и геохронология. М.: Наука, 1990. С. 7–22.
 45. Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. и др. Метаморфические фации зоны Байкало-Амурской магистралы. Л.: Наука, 1987. 80 с.
 46. Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Петрология основных-ультраосновных метавулканитов и связанных с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. 1993. Т. 1. № 3. С. 306–34.
 47. Ризванова Н.Г., Левченков О.А., Богомолов В.С., Морозова И.М., Левский Л.К. Сопоставление методов сепарации фаз цирконов для геохронологических целей // Геохимия. 1994. № 7. С. 1076–1086.
 48. Рудник В.А., Соботович Э.В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 349 с.
 49. Рутланд Р.У.Р. Избыточное тектоническое давление // Природа метаморфизма. М.: Мир. 1967. С. 125–146.
 50. Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с.
 51. Телега Н.С. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Алданская. 0-52-XXVI / Ред. Г.Ю. Лагздина. М.: Изд. ВАНПО “Аэрогеология”, 1973.
 52. Чекирда А.И., Энтин А.Р. Новые данные о сапфириновых ассоциациях Алданского щита // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186. № 3. С. 673–676.
 53. Шейнманн Ю.М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли // Геотектоника. 1970. № 4. С. 5–32.
 54. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г., Ризванова Н.Г., Морозова И.М. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитогнейсовый ареал) // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 526–529.
 55. Шпак Н.С. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Алданская. 0-52-XXXII / Ред. Ю.К. Дзевановский. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
 56. Шупак М.М., Большакова А.С., Обуздина И.С., Дерягина Н.Ф., Кулькова А.П. Карта аномального магнитного поля района Байкало-Амурской магистралы. Масштаб 1 : 15000000 / Гл. ред. Соловьева Н.М. М.: Изд. ВАНПО “Аэрогеология”, 1973.
 57. Энтин А.Р., Мокроусов В.А., Чекирда А.И. Геологическое строение архея Сутамского блока // Геология и золотоносность докембрия Якутии. Матер. по геологии и полезным ископ. Якутской АССР. Вып. 19. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1971. С. 36–52.
 58. Arth V.G. Some trace element in trondhjemites—their implication to magma genesis and paleotectonic setting // Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 123–132.
 59. Glukhovskiy M.Z., Moralev V.M. Archean Metabasites of the Sunnagin Dome, Aldan Shield: Petrochemistry and Origin // Intern. Geol. Rev. 1994. V. 35. № 8. P. 739–757.
 60. Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R., Cornichet J., Nemchin A., Pidgeon R., Rudnik V.A. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constrains // Precambrian Res. 1998. V. 91. № 4. P. 333–363.
 61. Kranck E.N. On Folding-Movements in the Zone of the Basement // Geol. Rundsch. 1957. Bd. 46. H. 2. P. 261–282.
 62. Kroner A., Layer P.W. Crust formation and Plate motion in the Early Archean // Science. 1992. V. 256. № 5062. P. 1405–1411.
 63. Leong Khee Meng Moore J.M. Sapphirine-bearing rocks from Wilson Lake, Labrador // Can. Mineral. 1972. V. 11. № 4. P. 777–790.
 64. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using thace element analysis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. № 3. P. 290–300.
 65. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.Gr. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // Journ. of Petrology. 1984. V. 25. P. 4. P. 956–983.

Рецензенты: В.И. Коваленко, О.М. Розен

The Gonam Enderbite Dome of the Aldan Shield: A Reconstruction of Its Tectonic Evolution

M. Z. Glukhovskii and V. M. Moralev

Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Staromonetni per. 22, Moscow, 109180 Russia

Abstract—Reconstruction of the tectonic evolution of the Archean Gonam enderbite dome was undertaken based on the analysis of structural, geochronological, and petrogenetic data on rocks indicative of geodynamic conditions. The trend in the evolution of rock- and structure-forming processes within the Gonam dome turned out to be identical to the trend established for two more previously studied enderbite domes in the Aldan Shield. However, the Gonam dome exhibits some specific structural features, viz., a mushroomlike shape and an abundance of mafic protocrust in its ultramafic fragments. These specific features are probably related to the tectonic recycling of the mafic protocrust and local tectonic stresses. The proposed model of the tectonic evolution of the Gonam dome shows the best fit to plume tectonics, which predominated during the early stages of the crust formation history.

УДК 551.24/550.93:552.4(574.22)

ВЕРТИКАЛЬНАЯ И ЛАТЕРАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КОРЫ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА: ДАННЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

© 2001 г. К. Н. Шатагин¹, К. Е. Дегтярев², В. Н. Голубев¹,
О. В. Астраханцев², Н. Б. Кузнецов²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
109180, Москва, Старомонетный пер., 35

²Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 17.03.2000 г.

Геохронологическое изучение палеозойских гранитоидов и эффузивов кислого состава Северного Казахстана позволило установить, что продолжительность гранитоидного магматизма в этом регионе составила около 50 млн. лет (с 450 до 400 млн. лет), в течение которых выявлено три эпохи: позднеордовикская, силурийская и раннедевонская. На основании результатов изотопно-геохимических исследований гранитоиды разделены на две группы: “примитивные” (зерендинский, боровской и балкашинский комплексы) и “коровые” (жаксы-жангызтауский и орлиногорский комплексы). Неодимовые модельные возрасты гранитоидов обеих групп составляют 1.03–1.39 млрд. лет и рассматриваются как свидетельство рифейского возраста их источника.

Для континентальной коры Северного Казахстана характерна тектоническая расслоенность, которая наиболее ярко выражена в южной и восточной частях Кокчетавского блока. Здесь рифейская кора, образованная преимущественно метаморфизованными магматическими породами, являвшаяся источником палеозойских гранитоидов, подстилает раннепротерозойский метаосадочный зерендинский гнейсовый комплекс. Для рифейской коры предполагается существование латеральной неоднородности, отражением которой является изотопная, геохимическая и металлогеническая зональность разновозрастных гранитоидных комплексов, свидетельствующая об увеличении в ее составе содержания метаосадочного компонента. Формирование вертикально и латерально неоднородной коры Кокчетавского блока завершилось к середине рифея (1.3–1.1 млрд. лет). В позднем ордовике к Кокчетавскому блоку были причленены комплексы Степнякской и Калмыккульской зон, за счет которых произошло наращивание площадей с континентальной корой. В пределах самого Кокчетавского блока в течение этого времени, а также в силуре и раннем девоне происходила дифференциация коры, которая сопровождалась формированием громадных объемов гранитоидов.

Выявление покровно-складчатого строения подвижных поясов явилось одним из доказательств тектонической расслоенности континентальной коры. Существование расслоенности хорошо обосновывается в тех регионах, где комплексы, формировавшиеся в пределах различных энзиматических структур, слагают крупные аллохтоны и подстилаются сиалическими массами [23]. Значительно более трудной проблемой является установление тектонической расслоенности в тех районах, где на больших площадях распространены метаморфические образования, перекрытые чехлом терригенно-карбонатных и кремнисто-сланцевых отложений. Эти структуры обычно выделяются как сиалические блоки, которые в течение фанерозоя представляли собой микроконтиненты. Несмотря на установление тектонических соотношений этих блоков с обрамляющими комплексами, судить о составе, возрасте и строении нижних горизонтов коры таких блоков до недавнего времени не представлялось возможным.

Комплексное изучение верхних горизонтов коры, включающее исследование изотопного состава и геохимических особенностей гранитоидов, широко распространенных в пределах складчатых сооружений, позволяет реконструировать состав и строение полного разреза коры. Граниты, являющиеся коровыми по своему происхождению породами, в процессе выплавления наследуют изотопные характеристики исходных пород, которые слагают недоступные для непосредственного изучения горизонты коры. Валовый состав коры может быть оценен по некоторым петрогенным элементам и элементам-примесям, соотношения которых характеризуют источник гранитов и незначительно меняются в процессах плавления и кристаллизации гранитного расплава. Таким образом, петро-геохимические данные, первичные изотопные составы Sr и Nd вместе с Rb/Sr и Sm/Nd отношениями гранитоидов определенного сиалического блока позволя-

ют сделать обоснованные предположения о составе и возрасте нижних горизонтов его коры.

Использование гранитоидов в качестве проб континентальной коры широко применяется в исследованиях как значительных по площади, сложно устроенных регионов [38], так и отдельных фрагментов складчатых поясов [35, 40]. Такой подход не лишен ограничений, одна часть которых связана с проблемами образования гранитного расплава [34] и его дифференциации [42], другая – с неоднозначной интерпретацией Nd-модельных возрастов [33]. Преодоление этих трудностей возможно с привлечением данных о составе, строении и возрасте всех комплексов, слагающих верхние горизонты коры [12].

В Северном Казахстане широко распространены докембрийские и палеозойские комплексы, которые прорваны различными гранитоидами, слагающими более 50% площади этого региона. В предлагаемой статье приведены первые изотопно-геохимические данные по палеозойским кислым магматическим породам Северного Казахстана, анализ которых позволяет сделать важные выводы о структуре и истории формирования континентальной коры региона.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

В строении Северного Казахстана принимают участие разнообразные докембрийские, ранне- и среднепалеозойские комплексы. На севере и западе они перекрываются мезозойско-кайнозойскими толщами Западно-Сибирской плиты и Тургайского прогиба, а на юге – каменноугольно-пермскими терригенными образованиями Тенизской впадины.

Центральное положение в современной структуре Северного Казахстана занимает Кокчетавский блок, в строении которого ведущую роль играют разнообразные докембрийские комплексы (рис. 1). Нижнее положение в структуре блока занимает зерендинский гнейсовый комплекс (кумдыкольская, берлыкская и даулетская свиты). В его состав включаются мигматизированные биотитовые, гранат-биотитовые, кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы, гранат-силлиманит-мусковитовые, двуслюдяные гнейсы, гранат-силлиманит-мусковитовые кварциты, гранат-биотитовые, андалузит-гранат-биотитовые кристаллические сланцы с линзами мраморов. Породы зерендинского комплекса, являющиеся первично глинисто-алевритовыми, глинистыми, глинисто-кремнистыми образованиями, с линзами карбонатов, впоследствии подверглись полиметаморфическим преобразованиям и мигматизации [6, 19].

Традиционно зерендинский гнейсовый комплекс считается древнейшим образованием в

Центральном Казахстане и, несмотря на недостаток геохронологических данных, относится к архею–раннему протерозою [2, 19]. Однако доказательств архейского времени формирования каких-либо пород этого комплекса в настоящее время не обнаружено, а на присутствие в его составе раннепротерозойских образований указывают только реликтовые цирконы с возрастом около 2 млрд. лет [37]. Большинство датировок зерендинского гнейсового комплекса имеет рифейский возраст. Это время проявления интенсивной тектоно-магматической переработки гнейсового комплекса, следы которой фиксируются в разных частях Кокчетавского блока. К югу от Золотоношского гранитного массива среди гнейсов и кристаллических сланцев развиты зоны мигматизированных и грейзенизированных пород с вкрапленной уранинитовой минерализацией. Возраст грейзенизации и рудообразования, установленный K-Ag и U-Pb изотопными методами, составляет 1320 млн. лет [4]. В центральной части блока севернее Зерендинского гранитного массива широко распространены мигматизированные гнейсы, возраст мигматизации которых по результатам U-Pb датирования цирконов составляет 1150 ± 50 млн. лет [24]. Омоложение изотопных систем пород гнейсового комплекса могло происходить и в течение раннего–среднего палеозоя под термическим воздействием гранитоидных массивов.

Гнейсы зерендинского комплекса перекрываются сланцево-кварцитовыми толщами, широко распространенными в пределах Кокчетавского блока. В основании сланцево-кварцитового разреза часто присутствуют порфиroidы и метаморфизованные конгломераты с прослоями бластосаммитовых, филлитовидных и углеродистых сланцев, доломитов (кууспекская свита). Выше залегает сланцевая шарыкская свита, сложенная филлитовидными серицито-кварцевыми сланцами с отдельными прослоями графитистых микрокварцитов, бластосаммитовых сланцев и доломитов. Разрез завершает кварцитовая кокчетавская свита, в состав которой входят серицито-кварцитовые сланцы, кварцито-песчаники, массивные белые и красноцветные кварциты с горизонтами циркон- и рутилоносных кварцитов.

Время формирования сланцево-кварцитовых толщ определяется на основании данных о возрасте подстилающих и перекрывающих образований. Нижний возрастной предел устанавливается по U-Pb возрасту цирконов из порфиroidов кууспекской свиты, который составляет 1050 ± 50 млн. лет [24]. Верхний предел определяется с привлечением данных по Актау-Моинтинскому массиву, расположенному в 500 км к юго-юго-востоку, где аналогичные сланцево-кварцитовые толщи перекрыты порфиroidами (алтынсынганская свита) и прорваны гранито-гнейсами (узунжаль-

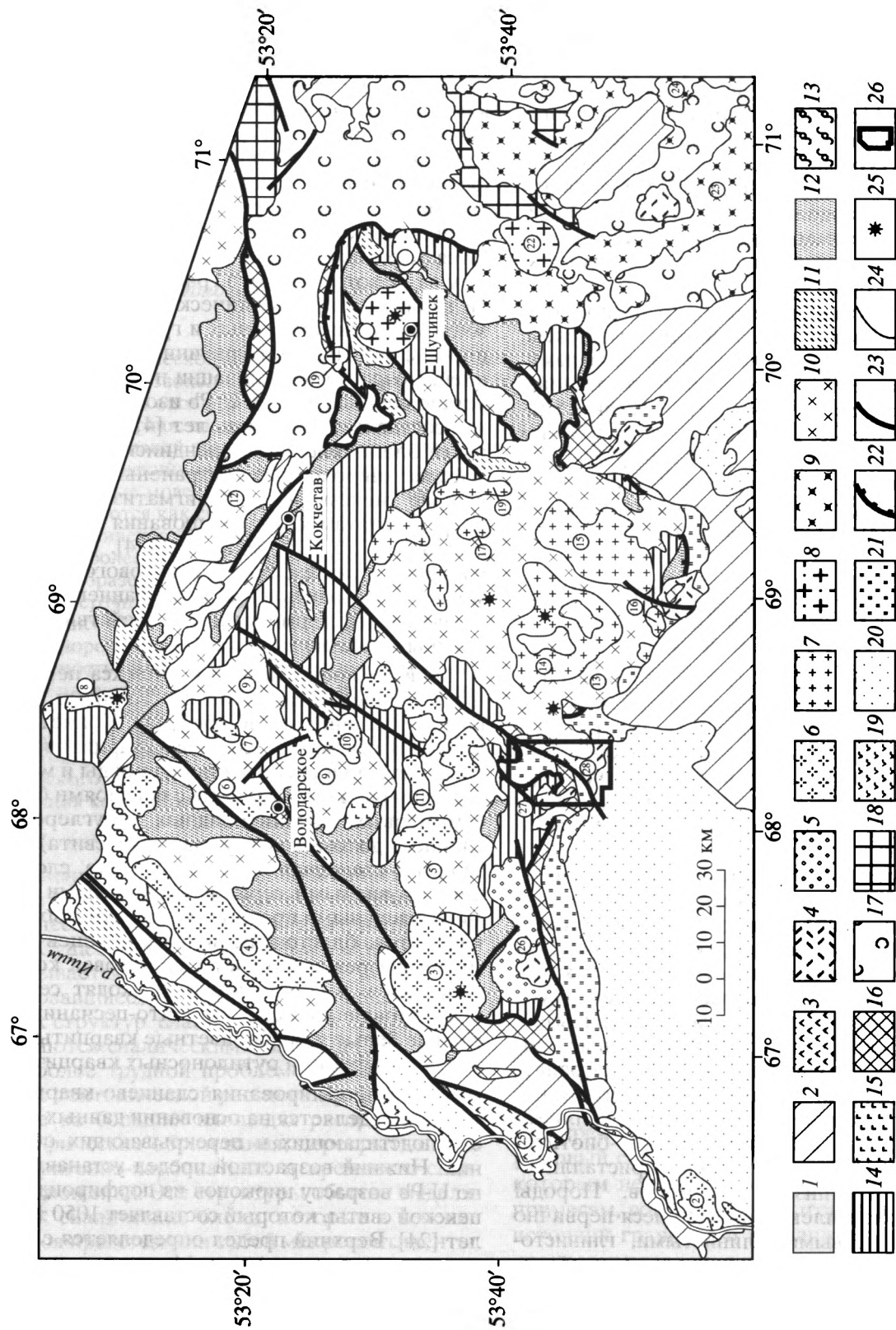


Рис. 1. Схема геологического строения Северного Казахстана.

1 – кайнозойские отложения; 2 – среднедевонско-пермские терригенные и терригенно-карбонатные толщи; 3 – нижне-среднедевонские эффузивы среднего и кислого состава; 4–5 – силурийские образования: 4 – красноцветные песчаники и конгломераты, 5 – трахириолиты, риолиты и риодациты жаксы-жангызтауского комплекса; 6–10 – гранитоидные комплексы: 6, 7 – раннедевонские граниты: 6 – редкометальные орлиногорского и 7 – лейкократовые балкашинского комплексов, 8 – силурийские граниты боровского, 9 – позднеордовикские гранодиориты крыккудукского и 10 – позднеордовикские граниты и гранодиориты зерендинского комплексов; 11–15 – комплексы Кокчетавского блока: 11 – нижнепалеозойские терригенно-карбонатные и кремнисто-вулканогенные толщи, 12 – рифейские сланцево-кварцитовые толщи, 13 – порфиритоиды и зеленые сланцы, 14 – зерендинский гнейсовый комплекс, 15 – расслоенные ультрабазит-габбровые массивы; 16 – кремнисто-базальтовые и кремнистые комплексы офиолитовой зоны; 17, 18 – вулканогенно-осадочные комплексы Степнякской зоны: 17 – средне-верхнеордовикские, 18 – досреднеордовикские; 19–21 – комплексы Калмыккульской зоны: 19 – верхнеордовикские эффузивы, 20 – средне-верхнеордовикский флиш, 21 – нижне-среднеордовикские кремнисто-терригенные толщи; 22 – надвиги; 23 – крутопадающие разломы; 24 – границы между разновозрастными комплексами; 25 – места отбора проб; 26 – положение детального участка (рис. 3). Цифры в кружках: 1–24 – массивы гранитоидов: 1 – Баксинский, 2 – Дальненский, 3 – Золотоношский, 4 – Иманбурлукский, 5 – Константиновский, 6 – Легаевский, 7 – Лавровский, 8 – Орлиногорский, 9 – Володаровский, 10 – Аиртавский, 11 – Имантавский, 12 – Алтыбайский, 13 – Зерендинский, 14 – Балкашинский, 15 – Большой Тюктинский, 16 – Зиновьевский, 17 – Шемулдинский, 18 – Малый Тюктинский, 19 – Беркутинский, 20 – Боровской, 21 – Жукейский, 22 – Макинский, 23 – Буландино-Аккольский, 24 – Яблоново-Итейменский; 25–28 – синклинали сложенные силурийскими и нижнедевонскими вулканогенно-осадочными комплексами: 25 – северо-западное крыло Новомихайловской, 26 – Чистопольская, 27 – Жаксы-Жангызтауская, 28 – Новокронштадская.

ский комплекс), U-Pb возраст которых по цирконам составляет 880 ± 11 млн. лет [19]. Таким образом, формирование сланцево-кварцитовых толщ Кокчетавского блока происходило примерно в течение 100 млн. лет ($1050 \pm 50 - 880 \pm 11$ млн. лет) [5, 25].

Нижнепалеозойские образования в пределах Кокчетавского блока распространены ограниченно в его центральной и западной частях, где представлены преимущественно терригенно-карбонатно-кремнистыми толщами, в разрезах которых на отдельных уровнях присутствуют силы диабазов, покровы щелочных базальтов и риолитов [16, 21]. Раннепалеозойский (510–540 млн. лет) возраст имеют и расслоенные перидотит-пироксенит-норитовые массивы золотогорского комплекса и щелочно-ультраосновные тела красномайского комплекса [17].

Отличительной чертой Кокчетавского блока является присутствие линзообразных тел эклогитов, пироповых перидотитов и гранатовых габбро, которые вместе с гиперстеновыми гранулидами, алмазсодержащими гнейсами, мраморами и кварцитами образуют тектонический меланж [39]. Меланж приурочен к узкой протяженной зоне субширотного простиранья, которая располагается среди гнейсов зерендинского комплекса и отличается наиболее интенсивным проявлением сдвиговых деформаций нескольких этапов. Возраст высокобарического метаморфизма, в результате которого образовались эклогиты и алмазсодержащие гнейсы, составляет примерно 530 млн. лет [30, 37] и соответствует времени формирования расслоенных ультрабазит-базитовых интрузий.

Таким образом, Кокчетавский блок в раннем палеозое представлял собой микроконтинент или часть более крупного континентального массива с докембрийским фундаментом, который перекрывался терригенно-карбонатно-кремнистым

чехлом. В это же время микроконтинент, вероятно, подвергался частичной деструкции, в которой значительную роль играли сдвиговые дислокации. Сжатие и высокобарический метаморфизм на одних участках сопровождалось растяжением и формированием расслоенных ультрабазит-базитовых плутонов и излиянием щелочных эффузивов – на других.

Кокчетавский блок с юга обрамляется Калмыккульской, а с запада Степнякской зонами, в строении которых участвуют только нижнепалеозойские комплексы.

Калмыккульская зона является северной частью гораздо более крупной структуры, протягивающейся на юг в Байконурский синклинорий и далее в пределы Большого Каратау и Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня, где установлено несогласное залегание нижнепалеозойских комплексов на довендском метаморфическом фундаменте Улутауского и других микроконтинентов. В Калмыккульской зоне выходы довендских комплексов не известны, а разрез начинается с мощных толщ щелочных базальтов, туфогенных и вулканогенно-осадочных пород венда, выше которых залегают кембрийские черносланцевые и нижне-среднеордовикские кремнисто-терригенные образования. Завершается разрез мощными флишевыми тощами ландейло-карадока и дифференцированными вулканитами позднего ордовика [7, 15, 26].

Формирование комплексов Калмыккульской зоны, вероятно, происходило на северной окраине (современные координаты) Улутауского микроконтинента. На протяжении венда – среднего ордовика эта окраина развивалась как пассивная и только в конце ордовика здесь формируются мощные вулканогенно-осадочные толщи островодужного типа и окраина превращается в активную.

Степнякская зона расположена к западу от Кокчетавского блока. В ее строении принимают участие средне-верхнердовикские дифференцированные вулканические серии, флишевые и терригенно-карбонатные толщи, что свидетельствует о формировании всех этих комплексов в пределах крупной структуры островодужного типа [16, 22].

Докембрийские комплексы Кокчетавского блока и раннепалеозойские образования Калмыккульской и Степнякской зон имеют только тектонические взаимоотношения. Пограничной структурой между ними является сложно построенная офиолитовая зона, которая с юга и востока обрамляет Кокчетавский блок. В ее строении принимают участие ультрабазиты, расслоенные габброиды, дайковый комплекс, разнообразные кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи позднего кембрия – раннего ордовика [8, 9].

Таким образом, Кокчетавский блок от сопредельных структур: окраины Улутауского микроконтинента и Степнякской островной дуги – отделялся бассейном с океанической корой. Раскрытие этого бассейна и формирование океанической коры продолжалось, по крайней мере, в течение конца кембрия – раннего ордовика. В среднем–позднем ордовике, вероятно, происходило закрытие этого бассейна и сближение Кокчетавского блока с обрамляющими структурами. Их коллизия в позднем ордовике сопровождалась внедрением огромных масс гранитоидов, которые в пределах Кокчетавского блока объединяются в зерендинский, а в Степнякской и Калмыккульской зонах – крыккудукский комплексы [13, 14].

С конца позднего ордовика весь Северный Казахстан представлял собой крупный блок гетерогенной континентальной коры, состоящий как из докембрийских, так и из раннепалеозойских фрагментов. С середины раннего силура в Казахстане начинается формирование системы краевых вулканических поясов, развивавшихся до конца палеозоя. В Северном Казахстане, находившемся в тыловых частях этих структур, распространены силурийские и раннедевонские магматические комплексы. Силурийские образования представлены гранитами боровского комплекса, риолитами, трахириолитами, кварцевыми порфирами и гранит-порфирами жаксыжангызтауского комплекса. Среди раннедевонских гранитоидов выделяются балкашинский комплекс лейкократовых аляскитовых гранитов и орлиногорский комплекс редкометалльных аляскитовых гранитов [32]. В западной части Кокчетавского блока локально распространены раннедевонские трахибазальты, трахиандезиты и трахириолиты луганского комплекса [13].

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ВОЗРАСТ РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

В последние годы получены новые данные о возрасте и строении гранитоидных и вулканогенных комплексов Северного Казахстана, позволяющие, с учетом материалов предшествующих исследований, предложить следующую схему их расчленения.

Позднеордовикские комплексы

Зерендинский комплекс выделяется только в пределах Кокчетавского блока, где имеет чрезвычайно широкое распространение. В состав комплекса включаются Зерендинский, Константиновский, Володарский, Алтыбайский, Баксинский и другие более мелкие массивы (см. рис. 1). В комплексе обычно выделяются четыре фазы: *первая фаза* сложена диоритами и меланократовыми гранодиоритами; *вторая фаза* имеет наибольшее распространение и представлена порфирированными гранодиоритами и гранитами, слагающими до 65% площади некоторых массивов; *третью фазу* образуют лейкократовые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; *мелкие дополнительные интрузии четвертой фазы* сложены плагиоклазовыми лейкогранитами и гранит-аплитами. Дайковая серия зерендинского комплекса представлена гранит-порфирами, граптофирами, микродиоритами и лампрофирами [13].

Наиболее изученным является Зерендинский массив, занимающий южную часть Кокчетавского блока (см. рис. 1). Граниты и гранодиориты Зерендинского массива прорывают докембрийские и раннепалеозойские образования, несогласно перекрываются силурийскими вулканогенно-осадочными толщами и интродированы раннедевонскими гранитами балкашинского комплекса. Наиболее сложное строение имеет северный и восточный контакты массива с докембрийскими метаморфическими породами. Здесь минералы и ксенолиты в гранитоидах имеют ориентировку, часто совпадающую с гнейсовидностью вмещающих пород, которые подвергались интенсивной диоритизации, гранитизации и мигматизации. Подобное строение характерно и для центральной части массива, где отмечаются провесы кровли, развиты гибридные породы и наблюдается близкое к горизонтальному залегание ксенолитов и порфирированных выделений полевых шпатов. Более простое строение имеет южный контакт массива с ордовикскими терригенными породами Калмыккульской зоны, которые превращены в кварц-биотитовые и амфиболовые роговики [11].

По геофизическим данным Зерендинский массив имеет гарполитообразную форму. Мощность гранитоидных масс в южной и центральной час-

Таблица 1. Результаты Rb-Sr изотопного исследования валовых проб и минералов гранитоидов Северного Казахстана

Образец	Rb, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ _{ср.}	Образец	Rb, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ _{ср.}
Зерендинский комплекс						Гранит-порфиры					
Зерендинский массив, юго-западная часть						Участок 1 (гора Домашняя)					
ZR-1	221	261	2.452	0.72084	0.00005	ГП-7	186	82.1	6.57	0.74342	0.00009
ZR-2	182	415	1.266	0.71324	0.00004	ГП-9	172	80.4	6.215	0.74143	0.00010
ZR-5	206	244	2.440	0.72084	0.00015	ГП-10	181	81.2	6.515	0.74302	0.00017
ZR-6	237	209	3.282	0.72617	0.00005	ГП-17	184	78.7	7.031	0.74603	0.00009
ZR-10	220	253	2.518	0.72117	0.00008	ГП-16	183	96.6	5.543	0.73723	0.00014
ZR-11	177	463	1.107	0.71252	0.00006	Участок 2 (7.5 км СВ от горы Домашняя)					
ZR-12	210	258	2.360	0.72032	0.00008	ГП-11	199	61.0	9.51	0.76147	0.00007
ZR-13	190	299	1.836	0.71713	0.00005	ГП-12	196	63.2	9.034	0.75859	0.00007
ZR-14	197	271	2.101	0.71896	0.00006	ГП-13	191	75.8	7.32	0.74770	0.00007
ZR-15	213	245	2.510	0.72124	0.00005	ГП-14	207	46.2	13.014	0.78269	0.00009
ZR-16	213	262	2.358	0.72027	0.00005	ГП-15	182	86.4	6.136	0.74099	0.00008
Зерендинский массив, центральная часть						Балкашинский комплекс					
1754/104	134	475	0.792	0.71104	0.00024	Балкашинский массив					
1754/65	187	339	1.554	0.71583	0.00013	Б-4	308	9.33	95.46	1.25607	0.00007
1754/91	154	232	1.850	0.71763	0.00006	Б-5	179	20.7	25.038	0.84814	0.00008
1754/203	142	183	2.165	0.71981	0.00007	Б-7	219	65.5	9.69	0.76171	0.00015
Боровской комплекс						Б-13	264	12.9	58.98	1.04319	0.00002
Боровской массив, К-26						Орлиногорский комплекс					
вал. проба	199.2	126	4.563	0.73318	0.00006	Золотоношский массив					
апатит	2.98	390	0.0222	0.70421	0.00010	зл-2	484	11.1	125.3	1.4215	0.0002
рог. обм.	36.9	9.87	10.799	0.76883	0.00014	зл-3	485	12.6	105.7	1.3049	0.0002
биотит-5	887.7	37.1	69.19	1.1118	0.00006	зл-4	524	12.1	125.7	1.4185	0.0001
биотит-1	535.6	8.92	173.9	1.8153	0.00008	зл-5	535	10.9	141.5	1.5126	0.0003
биотит-0	559.3	7.38	219.4	2.0273	0.0011	зл-6	443	12.4	103.6	1.2966	0.0002
биотит	1263.8	4.34	843.1	5.806	0.0014	зл-14	447	10.5	123.8	1.4183	0.0002
биотит-2	1105.3	2.68	1192.9	7.8982	0.0026	зл-16	412	12.2	98.11	1.2691	0.0006
пол.шпат-1/1	419.1	142	8.557	0.75565	0.00005	зл-17	554	13.0	123.3	1.4149	0.0004
пол.шпат-1	374	158	6.823	0.74516	0.00005	зл-18	423	19.7	62.19	1.0631	0.0001
Жаксы-жангызтауский комплекс						зл-19	387	20.1	55.83	1.0261	0.0001
Кварцевые порфиры						Орлиногорский массив					
КП-1	254	34.6	21.52	0.83929	0.00021	ор-1	896	4.28	605.4	4.0925	0.0023
КП-2	259	58.9	12.8	0.78641	0.00009	ор-2	929	7.05	381.5	2.9195	0.0006
КП-11	278	22.7	3618	0.92378	0.00008	ор-3	1148	13.3	249.7	2.2493	0.0003
КП-12/1	266	27.2	28.72	0.88094	0.00019	ор-4	868	5.57	451.3	3.1783	0.0005
КП-12/3	250	29.1	25.23	0.8609	0.00009	ор-5	898	5.68	457.2	3.2282	0.0002
КП-13	211	33.8	18.2	0.8196	0.00008	ор-6	705	7.35	277.7	2.2559	0.0001
КП-14	248	22.0	33.78	0.9034	0.00011	ор-7	481	41.7	33.369	0.89985	0.00005
КП-16	232	28.3	24.03	0.853	0.00010	ор-8	407	34.5	34.167	0.91426	0.00013

Примечания. Определения изотопного состава стронция проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН на масс-спектрометре МИ-1320 (Россия) в однолучевом режиме. Эффект изотопного фракционирования при измерении изотопного состава стронция исправлялся нормированием к величине ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194. Содержания Rb, Sr и величина ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr определены методом изотопного разбавления с использованием трассера ⁸⁵Rb-⁸⁴Sr. Погрешность ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr не превышает 2% (2σ_{ср.}).

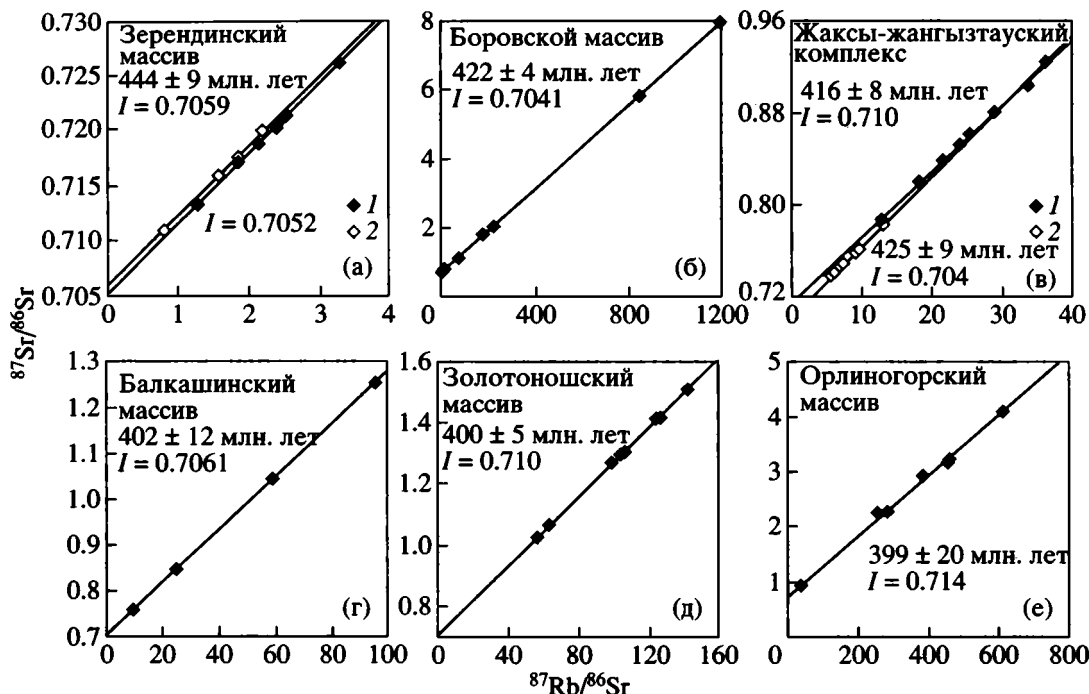


Рис. 2. Rb-Sr изохронные диаграммы для гранитоидов Северного Казахстана: а – Зерендинский массив (1 – юго-западная, 2 – центральная части массива); б – Боровской массив; в – жаксы-жангызтауский комплекс (1 – кварцевые порфиры, 2 – гранит-порфиры); г – Балкашинский, д – Золотоношский, е – Орлиногорский массивы.

I – первичный изотопный состав. Sr.

тях массива составляет 5–10 км, а на севере увеличивается до 15 км [1].

Возраст зерендинского комплекса определен по результатам Rb-Sr датирования двух серий валовых проб, отобранных в юго-западной и центральной частях Зерендинского массива из гранитов третьей фазы комплекса (см. рис. 1, табл. 1). Две полученные изохроны (рис. 2) параллельны, и общий возраст по ним составляет 444 ± 9 млн. лет [27]. Данная оценка подтверждает вывод об ордовикском возрасте комплекса, сделанный по многочисленным K-Ar изотопным определениям, среди которых преобладают датировки 440–450 млн. лет [10].

Крыккудукский комплекс выделяется в Степнякской и других более восточных зонах как возрастной аналог зерендинского. Наиболее крупные массивы этого комплекса – Крыккудукский, Буландино-Аккольский, Яблоново-Итейменский (см. рис. 1). Комплекс имеет трехфазное строение: *первую фазу* образуют диориты, габбро-диориты, кварцевые монзониты; *вторая фаза*, составляющая основной (до 70%) объем комплекса, сложена гранодиоритами, тоналитами и плагиоклазовыми гранитами; в строении *третьей фазы* дополнительных интрузий участвуют мелкозернистые граниты и гранодиориты. Жильную серию крыккудукского комплекса образуют аплиты, пегматиты и лампрофиры.

Гранитоиды крыккудукского комплекса прорывают средне-верхнеордовикские вулканогенно-осадочные толщи и интродированы силурийскими гранитами боровского комплекса. С вмещающими породами гранитоиды имеют четко выраженные интрузивные контакты с хорошо проявленными зонами термального метаморфизма. В эндо- и экзоконтактных частях массивов нередко присутствуют гибридные фации и метасоматически переработанные ксенолиты вмещающих пород. Для большинства массивов, расположенных в Степнякской зоне, характерны очень извилистые и пологие поверхности контактов с преобладающим падением под поверхность массивов. По геофизическим данным интрузивы имеют гарполито- или лополитообразную формы либо представляют собой плитообразные тела мощностью от 0.5 до 8 км с полого залегающим ступенчатым дном [1, 13].

В настоящее время имеются только K-Ar изотопные данные о возрасте крыккудукского комплекса [10]. Диапазон полученных изотопных датировок по минералам достаточно широк: от 245 до 527 млн. лет. Наибольшее число определений (более 60%) приходится на диапазон 430–470 млн. лет близкий таковому зерендинского комплекса, что явилось основанием считать эти комплексы одновозрастными [13].

Силурийские комплексы

Боровской комплекс. Массивы этого комплекса – Боровской, Жукейский, Беркутинский и Макинский располагаются в восточной части Кокчетавского блока и на западе Степнякской зоны (см. рис. 1). Массивы имеют концентрически зональное строение. Их центральная часть образована биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, реже калишпатовыми гранитами и адамелитами *первой (главной) фазы*, которые обрамляются кольцевыми телами мелко-среднезернистых биотит-роговообманковых гранитов *второй фазы*. Аплиты и аплитовидные граниты *третьей фазы* дополнительных интрузий образуют субгоризонтальные пластообразные залежи среди гранитов первой фазы. Дайки, среди которых преобладают лампрофиры, микродиориты и гранит-порфиры прорывают границы предыдущих фаз.

Граниты боровского комплекса интродуцируют докембрийские и раннепалеозойские образования, а также гранодиориты крыккудукского комплекса (Макинский массив). Интрузивы имеют широкие (до первых сотен метров) контактовые ореолы, во внутренней части которых роговики достигают пироксен-роговообманковой фации.

Массивы боровского комплекса имеют изометричные округлые очертания. По геофизическим данным интрузивы образуют плоскоцилиндрические тела мощностью 5-6 км с плоским дном и крутым (до вертикального) падением контактов [13].

Возраст боровского комплекса оценен по результатам Rb-Sr датирования гранитов главной фазы в центральной части Боровского массива (см. рис. 1, табл. 1). Была получена Rb-Sr минеральная изохрона, наклон которой соответствует возрасту 422 ± 4 млн. лет (см. рис. 2). Данная изохрона не является идеальной. Точки, соответствующие фракциям кислого плагиоклаза, оказались выше нее, что указывает на нарушение Rb-Sr изотопной системы в этих минералах, поэтому они не учитывались при расчете возраста. Полученный результат интерпретируется как минимальный возраст образования гранитов массива.

Жаксы-Жангызтауский комплекс представляет собой сложную вулканоплутоническую ассоциацию, которая участвует в строении Новокронштадской, Жаксы-Жангызтауской, Чистопольской и других более мелких синклиналильных структур, располагающихся по южному обрамлению Кокчетавского блока (см. рис. 1). Низы разреза здесь сложены красноцветными конгломератами и песчаниками, выше которых залегают лапиллиевые туфы фельзитовидных риолитов и трахириолитов, игнимбриты риолитового состава, потоки флюидальных и массивных кварцевых порфиров, шаровых и массивных фельзитовидных риолитов. В Новокронштадской синклинали

присутствуют эффузивы среднего состава – андезиты, андезидациты, дациты. Среди эффузивных и пирокластических пород широко распространены жерловые и субвулканические образования сложенные массивными и флюидальными фельзитами, риолитами и трахириолитами [13]. Эти вулканогенно-осадочные образования, перекрывающие различные докембрийские и нижнепалеозойские толщи, а также гранитоиды зерендинского комплекса, ранее относились либо к среднему, либо к среднему-верхнему девону [1, 18]. Интрузивная часть жаксы-жангызтауского комплекса представлена гранит-порфирами, образующими небольшие ($0.3-0.4 \text{ км}^2$) рвущие тела изометричной или неправильной формы среди кислых эффузивов или более древних пород.

Вулканические породы перекрываются красноцветными песчаниками и конгломератами, относящимися, вероятно, к нижнему девону (рис. 3).

Вулканы жаксы-жангызтауского комплекса датировались Rb-Sr, K-Ar, Sm-Nd и U-Pb методами. Необходимость применения столь представительного набора методов была вызвана как неопределенностью геологической датировки вулканических пород, так и повсеместно проявленными постмагматическими преобразованиями. На нескольких участках в окрестностях оз. Жаксы-Жангызтау были отобраны многочисленные пробы гранит-порфиров и кварцевых порфиров (см. рис. 3). Большая часть результатов получена Rb-Sr методом, другие изотопные методы использовались для контроля этих данных.

По валовым пробам кварцевых порфиров (см. табл. 1) была получена изохрона с возрастом 416 ± 8 млн. лет (см. рис. 2). Эта датировка в пределах погрешности совпадает с K-Ar и Rb-Sr возрастными мусковита (417 ± 12 и 427 ± 10 млн. лет соответственно) из грейзеноподобных образований, развитых в кварцевых порфирах. Кроме того, Sm-Nd возрасты, определенные по парам вал – циркон, также близки оценке по Rb-Sr валовой изохроне [3].

Близкий изотопный возраст был определен Rb-Sr методом по валовым пробам гранит-порфиров (см. табл. 1), собранных с двух удаленных один от другого участков (см. рис. 3). Полученные изохроны оказались параллельными, их наклон соответствует среднему возрасту 425 ± 9 млн. лет при несколько различающихся значениях первичного изотопного состава (см. рис. 2). В пределах погрешности с Rb-Sr датировкой совпадает и U-Pb возраст цирконов (434 ± 25 млн. лет), выделенных из одной пробы [3].

Как в кварцевых порфирах, так и в гранит-порфирах выявлено нарушение и омоложение Rb-Sr и K-Ar систем на минеральном уровне. Значительное омоложение Rb-Sr изотопной системы обнаружено и в некоторых валовых пробах. Последнее заставляет интерпретировать получен-

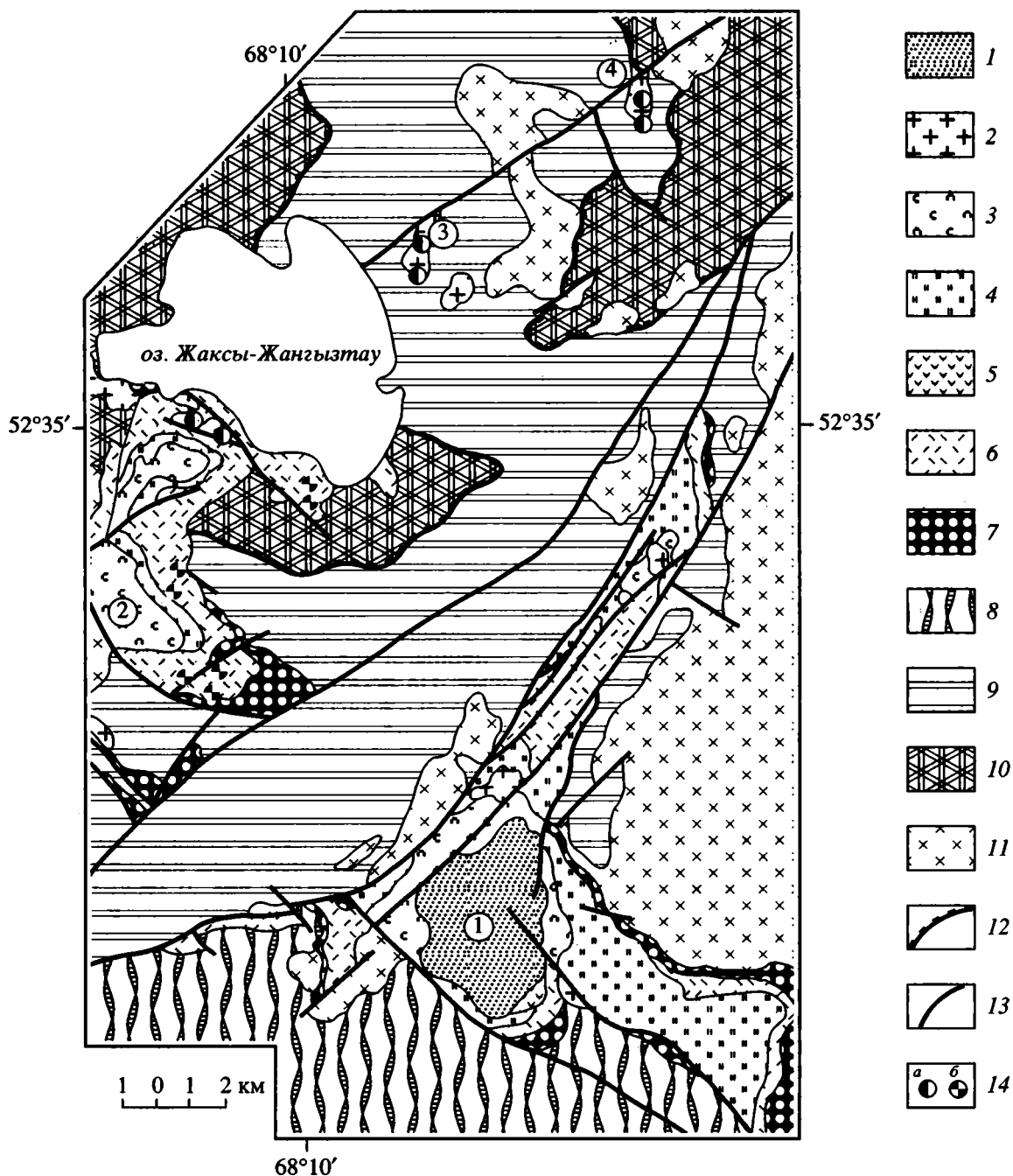


Рис. 3 Схема геологического строения окрестностей оз. Жаксы-Жангызтау с точками отбора проб из пород жаксы-жангызтауского комплекса (составлена по материалам С.И.Дарвина, А.И.Макарова, А.М.Токашева и Б.А.Масягутова).

1 – нижнедевонские (?) красноцветные конгломераты и песчаники; 2–7 – силурийский жаксы-жангызтауский вулканоплутонический комплекс: 2 – гранит-порфиры, 3 – туфы риолитового и трахириолитового состава, 4 – игнимбриты риолитового состава, шаровые и массивные фельзитовидные риолиты, 5 – андезиты, андезидациты, дациты, 6 – флюидальные и массивные кварцевые порфиры, 7 – красноцветные конгломераты и песчаники; 8 – средне-верхнеордовикские терригенные толщи; 9 – верхнекембрийско-среднеордовикские кремнисто-терригенные и вулканогенно-осадочные толщи; 10 – докембрийские метаморфические комплексы; 11 – позднеордовикские гранодиориты зерендинского комплекса; 12 – границы тектонических покровов; 13 – прочие разрывные нарушения; 14 – места отбора проб для геохронологических исследований: а – из кварцевых порфиров, б – из гранит-порфиров. Структуры, образованные вулканогенно-осадочными породами жаксы-жангызтауского комплекса (цифры в кружках): 1 – Новокронштадская и 2 – Жаксы-Жангызтауская синклинали, 3, 4 – массивы гранит-порфиров: 3 – горы Домашней (участок 1), 4 – в 7.5 км северо-восточнее горы Домашней (участок 2). Местоположение рис. 3 см. на рис. 1.

ные изотопные возрасты как минимальные возрасты образования изученных пород.

Раннедевонские комплексы

Орлиногорский комплекс. Массивы этого комплекса Орлиногорский, Золотоношский, Имантавский, Лавровский, Легаевский, Аиртавский, Иманбурлукский, Дальненский располагаются в западной и северо-западной частях Кокчетавского блока (см. рис. 1). Интрузивы сложены породами двух-трех фаз внедрения: *первая (главная) фаза* представлена средне-крупнозернистыми лейкогранитами; *вторая фаза* – мелкозернистыми лейкогранитами и аляскитами; *третья фаза* образуют мелкие тела, сложенные мелкозернистыми разностями. Во всех массивах присутствуют шпировые пегматиты кварц-полевошпат-турмалинового состава. Среди пород комплекса выделены граниты стандартного и литий-фтористого геохимических типов [31]. С гранитами этого комплекса связаны оловорудные месторождения (Донецкое и Сырымбет), приуроченные к зонам грейзенизации в приконтактных частях массивов.

Лейкограниты прорывают докембрийские и раннепалеозойские комплексы Кокчетавского блока, гранитоиды зерендинского комплекса, а отдельные массивы (Дальненский) – ордовикские терригенные толщи Калмыккульской зоны. Контакты с гранитов с вмещающими породами резкие, секущие с развитием ореолов ороговикования. Массивы орлиногорского комплекса по площади достигают сотен квадратных километров и имеют овальные очертания, а их форма близка к лакколито- или лополитообразной [32].

Два массива орлиногорского комплекса были датированы Rb-Sr методом по валовым пробам (см. табл. 1). Для Золотоношского массива получена изохрона, дающая возраст 400 ± 5 млн. лет. Для Орлиногорского массива получена менее совершенная изохрона, 399 ± 20 (см. рис. 2). В пределах погрешности эти датировки совпадают и находятся в диапазоне наиболее часто встречающихся K-Ar возрастов минералов (390–410 млн. лет) [10]. Полученные геохронологические результаты интерпретируются как возраст образования изученных массивов.

Балкашинский комплекс выделяется в южной части Кокчетавского блока как возрастной аналог орлиногорского. В этот комплекс включаются Балкашинский, Зиновьевский, Большой и Малый Тюктинские, Шемулдинский массивы (см. рис. 1). Массивы комплекса имеют трехфазное строение: *первую фазу* образуют средне-крупнозернистые аляскиты и двуполевошпатовые граниты; *вторая фаза* сложена среднезернистыми, иногда порфиroidными лейкогранитами и аляскитами; *третья фаза* – небольшие дайкообраз-

ные тела мелко-среднезернистых гранитов, аплитов и пегматитов. В гранитах широко проявлены процессы калишпатизации. Массивы балкашинского комплекса локализованы в основном в пределах Зерендинского массива и прорывают позднеордовикские гранодиориты. Отдельные массивы интрузируют ордовикские терригенные толщи Калмыккульской зоны.

Массивы балкашинского комплекса имеют изометричные или овальные очертания и небольшую (первые десятки – сотни квадратных километров) площадь. Их форма по геофизическим данным оценивается как лакколито- и лополитообразная, уплощенно-цилиндрическая [32].

Возраст балкашинского комплекса оценен по результатам Rb-Sr датирования валовых проб лейкократовых гранитов Балкашинского массива (см. табл. 1). Изохрона по четырем пробам дает возраст 402 ± 12 млн. лет (рис. 2). Rb-Sr возраст Балкашинского массива в пределах погрешности совпадает с изотопным возрастом Орлиногорского и Золотоношского массивов, что является косвенным основанием считать полученный результат возрастом образования Балкашинского массива.

Продолжительность палеозойского магматизма

Полученные геохронологические данные свидетельствуют, что продолжительность активного гранитного магматизма в регионе составила около 50 млн. лет (с 450 до 400 млн. лет), в течении которых выделяются три эпохи: позднеордовикская, силурийская, раннедевонская. На протяжении этого времени были сформированы гигантские объемы гранитоидов и, вероятно, значительная часть связанных с ними месторождений. Однако эндогенная активность на этом не прекратилась. По многочисленным K-Ar датировкам [10] и данным авторов [3, 28], фиксируется позднекаменноугольно-раннепермское событие (310–270 млн. лет), приведшее к нарушению замкнутости (омоложению) K-Ar, Rb-Sr и U-Pb изотопных систем минералов гранитоидов и гидротермальных образований. В отдельных работах [13] наличие “молодых” изотопных датировок гранитов рассматривается в качестве довода в пользу существования позднепалеозойских магматических комплексов в Северном Казахстане. Новые геохронологические данные не подтверждают такую интерпретацию. Во всех случаях обнаруженные позднепалеозойские датировки оказывались следствием омоложения более древних изотопных систем, а не временем образования новых магматических комплексов [3, 28]. Однако отсутствие позднепалеозойского магматизма в регионе окончательно не доказано. В то же время если предполагать его существование, то с большой степенью вероятности можно утверждать, что

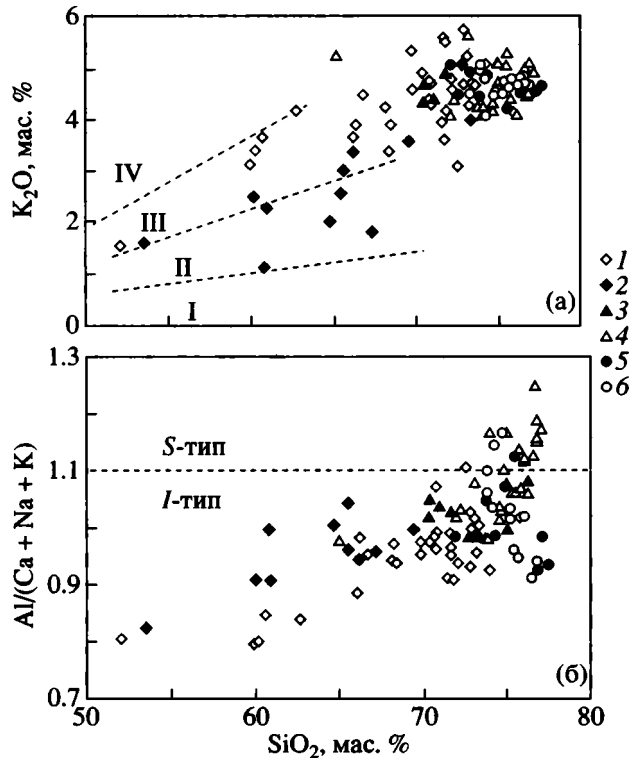


Рис. 4. Диаграммы соотношений петрогенных элементов в гранитоидах Северного Казахстана, по данным авторов и [13, 14]. А – $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$, поля магматических серий из [41]: I – толеитовая, II – известково-щелочная, III – высококалийная известково-щелочная, IV – шошонитовая; Б – $\text{SiO}_2\text{-Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$, граница между составами гранитоидов S-типа и I-типа по [36].

1–6 – комплексы: 1 – зерендинский, 2 – крыккудукский, 3 – боровской, 4 – жаксы-жангызтауский, 5 – балкашинский, 6 – орлиногорский.

магматические комплексы этого возраста распространены крайне незначительно или не вскрыты на современном эрозионном срезе.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ И ВУЛКАНИТОВ

Различные геохимические характеристики палеозойских гранитоидов и вулканических пород Северного Казахстана в литературе приводились неоднократно как для обоснования разделения этих пород на магматические комплексы [13, 14], так и в связи с проблемами их происхождения и источников вещества [20, 32]. Новые данные о распределении редкоземельных элементов (РЗЭ) и первичном изотопном составе Sr и Nd, заполнившие пробелы в наших знаниях о палеозойских кислых породах региона, позволяют существенно скорректировать и расширить общую картину.

Петрохимические особенности

Рассматриваемые гранитоиды принадлежат преимущественно к высококалийной известково-щелочной серии (рис. 4). Исключение составляют только диориты и гранодиориты крыккудукского комплекса, относящиеся к известково-щелочной серии. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ составляет 1.0–1.5. Из общего ряда выделяются кварцевые порфиры жаксы-жангызтауского комплекса, имеющие более высокие значения этого отношения – 1.7–2.1.

Насыщенность кислых магматических пород региона Al относительно суммы Ca, Na и K изменчива. Гранитоиды зерендинского, крыккудукского, боровского и балкашинского комплексов характеризуются значениями $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ меньше 1.1 (см. рис. 4). Вместе с тем среди гранитоидов орлиногорского комплекса и вулканических пород жаксы-жангызтауского комплекса встречается довольно много высокоглиноземистых разновидностей ($\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) > 1.1$).

По петрохимическим данным среди изученных пород можно выделить: 1) граниты I-типа со значением отношения $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) < 1.1$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 1.0$ (зерендинский и крыккудукский комплексы) и 2) граниты S-типа, в которых $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) > 1.1$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 2.0$ (Орлиногорский массив и кварцевые порфиры жаксы-жангызтауского комплекса). Предполагается, что источником гранитов I-типа были магматические или метаморфизованные магматические породы. Источник гранитов S-типа состоял из осадочных пород или метаморфизованных осадочных пород [36]. Однако значительная часть гранитоидов боровского и балкашинского комплексов имеет промежуточные петрохимические характеристики. Без специальных исследований не представляется возможным установить, является ли источник таких разновидностей смешанным осадочно-магматическим или такие характеристики были приобретены ими вследствие постмагматических преобразований или выветривания.

Геохимия редкоземельных элементов

Характерные особенности в распределении РЗЭ позволяют различать гранитоиды разных комплексов (рис. 5). Зерендинские граниты имеют относительно гладкие спектры распределения РЗЭ с незначительной отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7\text{--}0.8$). Гранодиориты этого комплекса отличаются более высоким суммарным содержанием РЗЭ, отрицательная Eu-аномалия в них отсутствует. Боровские граниты имеют умеренную Eu-аномалию (0.4). В целом, распределение РЗЭ в них очень близко типичному для континентальной коры. Яркой особенностью гранитов орлиногорского и балкашинского комплексов яв-

ляется глубокая отрицательная Eu-аномалия. Между собой эти разновозрастные породы различаются величиной Eu-аномалии (0.4–0.6 и 0.1 соответственно) и резко различной величиной La_n/Yb_n -отношения, 1.7 и 1.2 соответственно.

Разнообразие в рисунках спектров распределения РЗЭ в изученных гранитоидах обусловлено двумя факторами: различиями в составе источника гранитов и разной степенью химической дифференциации гранитного расплава.

Отсутствие признаков глубокой химической дифференциации расплавов, породивших граниты Зерендинского и Боровского массивов, дает возможность предположить, что разница в распределении РЗЭ в них является следствием некоторых различий в химическом составе источников.

Детальные данные о распределении РЗЭ, U, Th и других элементов-примесей в последовательных фазах гранитов балкашинского и орлиногорского комплексов позволяет утверждать, что наблюдаемая картина является следствием глубокого химического фракционирования гранитного расплава [32]. Значительная отрицательная Eu-аномалия предполагает кристаллизационное фракционирование полевых шпатов, а различия в La/Yb -отношении – фракционирование акцессорных минералов, обогащенных легкими РЗЭ. Таким образом, распределение редкоземельных элементов в породах балкашинского и орлиногорского комплексов отражает прежде всего различия в степени дифференциации расплава.

Изотопная геохимия Sr и Nd

Изучение изотопного состава Nd гранитоидов и вулканитов проводилось по образцам, датированным Rb-Sr методом. Данные о первичном изотопном составе стронция этих пород получены из результатов изохронных расчетов, а первичный изотопный состав неодима вычислялся по современным данным с учетом изохронного Rb-Sr возраста (табл. 2).

Полученные первичные изотопные составы Nd гранитоидов и вулканитов укладываются в диапазон значений от +1.4 до –4.7 единиц ϵ (рис. 6). Установленные вариации первичного изотопного состава неодима не могут быть объяснены одной только изотопной эволюцией источника гранитов за время, в течение которого продолжался гранитный магматизм. За 50 млн. лет в изотопном резервуаре с типичным для континентальной коры значением $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$ радиогенная добавка в $^{143}Nd/^{144}Nd$ составит ≈ 0.00004 , что соответствует 0.8 единицы ϵ . Обнаруженные нами вариации первичного изотопного состава Nd больше в семь раз, что, по-видимому, свидетельствует о значительной изотопной неоднородности ис-

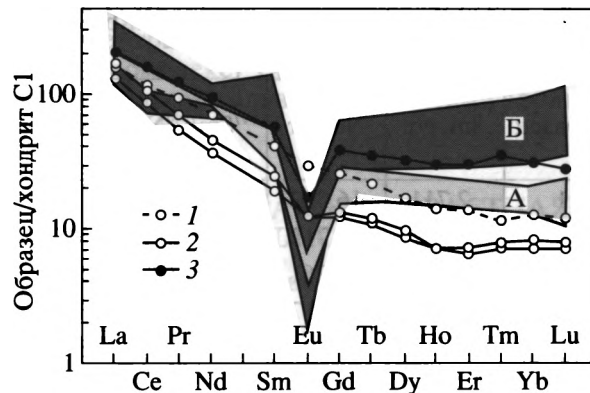


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Северного Казахстана.

1, 2 – Зерендинский массив: 1 – гранодиорит, 2 – гранит; 3 – Боровской массив, поля А – Балкашинского, Б – орлиногорского комплексов. Данные для полей составов из [32].

точника гранитоидов [29]. Не противоречат этому предположению и вариации первичного изотопного состава Sr гранитоидов, меняющиеся от 0.704 до 0.714.

Анализ расположения точек исследованных образцов на диаграмме корреляции первичных изотопных составов (см. рис. 6, А) позволяет выделить две группы пород, различающиеся по изотопным характеристикам: 1) “примитивные” граниты, точки которых тяготеют к началу координат диаграммы и объединяют гранитоиды зерендинского, боровского и балкашинского комплексов; 2) “коровые” граниты, точки которых располагаются внутри четвертого, “корового”, квадранта диаграммы и объединяют граниты орлиногорского и кварцевые порфиры жаксыжангызтауского комплексов.

Для всех изученных образцов вычислены Nd-модельные возрасты (см. табл. 2). В двух случаях (образцы из Золотоношского и Орлиногорского массивов), в которых отношение $^{147}Sm/^{144}Nd$ резко отличается от свойственной гранитам величины 0.09–0.12, определение модельного возраста выполнено по двухстадийной модели. Полученные значения для всей совокупности образцов составляют диапазон возрастов 1.03–1.39 млрд. лет. Намеченные выше изотопные группы имеют близкие модельные возрасты 1.03–1.23 млн. лет (“примитивные” граниты) и 1.17–1.39 млрд. лет (“коровые” граниты).

Источники гранитоидов

Новые данные по распределению РЗЭ, геохронологии и первичным изотопным составам Sr и Nd в совокупности с результатами предшествующих исследований позволяют оценить некото-

Таблица 2. Сводная таблица результатов Rb–Sr датирования и Sm–Nd изотопного исследования гранитоидов Северного Казахстана

Образец	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	$T_{\text{Rb-Sr}}$ млн. лет	T_{DM} млрд. лет	T_{DM}^* млрд. лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\epsilon\text{Sr}(T)$
ZR-11	2.711	16.792	0.09760	0.512215	-2.63	444	1.23	–	0.7052	17.27
ZR-18	5.701	30.712	0.11221	0.512464	1.40	444	1.03	–	0.7046	8.75
K-26	7.94	41.261	0.11633	0.512467	1.01	423	1.07	–	0.7040	-0.12
Б-7	8.618	47.417	0.10987	0.512369	-0.79	402	1.15	–	0.7061	29.36
Зл-1	10.805	46.299	0.14108	0.512372	-2.35	400	1.63	1.14	0.7100	84.72
Ор-3	27.981	94.06	0.17983	0.512352	-4.72	399	3.57	1.29	0.7140	141.52
КП-11	10.25	62.58	0.09828	0.512247	-2.40	416	1.19	–	0.7094	76.47
КП-13	11.18	74.96	0.09005	0.512205	-2.78	416	1.17	–	0.7118	110.56
КП-16	11.34	73.12	0.09372	0.512160	-3.86	416	1.26	–	0.7106	93.51
ГП(уч.1)	–	–	–	–	–	425	–	–	0.7047	9.86
ГП(уч.2)	–	–	–	–	–	425	–	–	0.7035	-7.19

Примечание. Определения изотопного состава неодама проводилось на масс-спектрометре VG Sector 54 (Англия) в мультиколлекторном динамическом режиме и на масс-спектрометре МИ-1320 (Россия) в однолучевом режиме. Погрешность в первом случае составляет $\pm 0.001\%$, во втором случае $\pm 0.005\%$ ($2\sigma_{\text{ед.}}$). Содержания Sm и Nd, а также $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ определены методом изотопного разбавления с использованием трассера $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$. Величина $\epsilon\text{Nd}(T)$ представляет собой отклонение первичного изотопного состава неодама образца от такового в однородном хондритовом резервуаре ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$), единица соответствует 0.01%. Для вычисления модельного возраста (T_{DM}) использовались следующие параметры современной истощенной мантии; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$; T_{DM}^* – двухстадийный модельный возраст. Номера образцов, как в таблице 1.

рые черты источника палеозойских кислых магматических пород Северного Казахстана.

Высокое содержание калия в гранитах и вулканических породах свидетельствует о том, что их источник также был насыщен этим элемен-

том. Таким источником могла быть только континентальная кора. Это не в полной мере относится к породам крыккудукского комплекса, которые принадлежат известково-щелочной серии. Выделение среди изученных пород разностей как

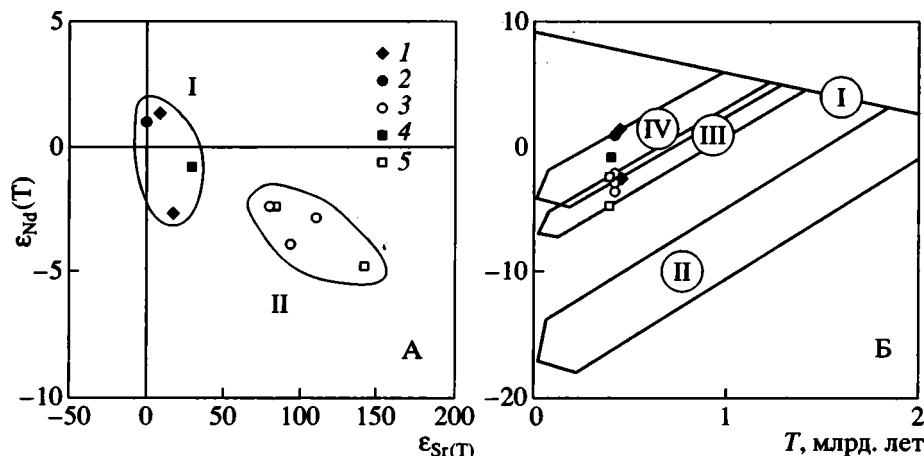


Рис. 6. Изотопные диаграммы для гранитоидов Северного Казахстана: А – корреляция первичных изотопных составов Sr и Nd, обведены выделенные группы “примитивных” (I) и “коровых” (II) гранитоидов; Б – эволюция изотопного состава Nd истощенной мантии Земли (I), древней коры Северо-Западного Казахстана (II), и предполагаемых источников “коровых” (III) и “примитивных” (IV) гранитоидов.

1–5 – комплексы: 1 – зерендинский, 2 – боровской, 3 – жаксы-жангызтауский, 4 – балкашинский, 5 – орлиногорский.

I-типа так и S-типа позволяет предполагать, что в источнике гранитов представлены как магматические породы, принадлежащие известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной сериям, так и породы осадочного происхождения, образовавшиеся, вероятно, в результате размыва блоков континентальной коры. Выделению двух типов (I и S) кислых магматических пород в регионе не противоречат и Sr-Nd изотопные данные. Породы, объединенные по изотопным данным в группу “коровых” гранитов петрохимически являются породами S-типа. Изотопная группа “примитивных” гранитов объединяет породы, большая часть которых по петрохимическим данным отнесена к I-типу. Кислые магматические породы двух разных типов сближены в пространстве, можно предположить, что и источники разной природы также соседствуют один с другим как в вертикальном разрезе коры, так и по латерали.

Анализ эволюции изотопного состава неодима истощенной мантии и возможных источников палеозойских гранитоидов (см. рис. 6, Б) показывает, что древнее коровое вещество типа зерендинских гнейсов не могло быть основным источником исследованных пород, как это считалось ранее [13, 20]. В палеозое изотопный состав неодима древнего (около 2 млрд. лет) источника был значительно ниже первичного изотопного состава гранитоидов региона. Более вероятно, что в плавление вовлекалось коровое вещество с возрастом около 1.0–1.4 млрд. лет, на что указывают Nd-модельные возрасты гранитоидов. В этот интервал времени образовались метасоматиты с урановой минерализацией (1.32 млрд. лет), мигматиты (1.15 млрд. лет) и порфириды кууспекской свиты (1.05 млрд. лет) [4, 24]. Появление этих образований, вероятно, можно связывать с мощным эндогенным процессом, результатом которого явилось формирование новой континентальной коры. Однако из-за слишком малого объема они не могут рассматриваться в качестве реального источника палеозойских гранитоидов.

Существование сменяющихся по латерали источников палеозойских кислых магматических пород разной природы подтверждается пространственной изменчивостью геохимических и изотопных характеристик гранитоидов и эффузивов. На протяжении каждой из трех выделенных эпох магматизма фиксируется тот или иной род зональности (рис. 7). С юго-востока на северо-запад рассматриваемого региона в позднеордовикских гранитных комплексах происходит смена существенно натриевых гранитоидов (крыккудукский комплекс) существенно калиевыми (зерендинский комплекс). В этом же направлении в силурийское время к породам нормального ряда (боровской комплекс, гранит-порфиры жаксы-жангызтауского комплекса) прибавляются высокоглиноземистые породы (кварцевые порфиры жаксы-жангыз-

тауского комплекса), а в раннедевонское время безрудные граниты нормального ряда (балкашинский комплекс) сменяются высокоглиноземистыми редкометальными гранитами (орлиногорский комплекс).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ВОЗРАСТНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КОРЫ

Распределение изученных кислых магматических пород во времени и пространстве позволяет охарактеризовать латеральную и вертикальную неоднородность коры Северного Казахстана и на этом основании сделать предположения о возможном составе, структуре и истории формирования континентальной коры региона.

Вертикальная неоднородность коры

Вертикальная неоднородность континентальной коры наиболее ярко проявляется в южной и восточной частях Кокчетавского блока. Здесь представлены комплексы всех трех эпох гранитоидного магматизма (зерендинский, боровской, жаксы-жангызтауский и балкашинский), различающиеся как по геохимическим так и по изотопным характеристикам. Полученные данные по гранитам и вулканитам позволяют утверждать, что кора данного сегмента состоит по меньшей мере из двух разновозрастных компонентов. Один представлен раннепротерозойским зерендинским гнейсовым комплексом [37], занимающим верхний структурный уровень. Важно повторить, что этот компонент коры не был источником ни для одного из развитых в регионе магматических комплексов. Второй компонент – источник гранитоидов зерендинского, боровского и балкашинского комплексов и части вулканитов жаксы-жангызтауского комплекса залегает ниже. Сложен он преимущественно магматическими породами, а возраст этого компонента оценивается как рифейский (1.0–1.2 млрд. лет)

Возможно, существует и третий компонент, источник высокоглиноземистых пород жаксы-жангызтауского комплекса, также более молодой, нежели зерендинский гнейсовый комплекс, но сложенный преимущественно веществом осадочного происхождения.

Вертикальная неоднородность коры, по-видимому, характерна и для северо-западной части Кокчетавского блока, где распространены гранитоиды позднеордовикского зерендинского и раннедевонского орлиногорского комплексов. Верхний структурный уровень занимает зерендинский гнейсовый комплекс. Более низкие части коры сложены рифейскими магматическими образованиями, являвшимися, так же, как и в южной части Кокчетавского блока, источником зерендинских гранитоидов (хотя данные об их первичном изо-

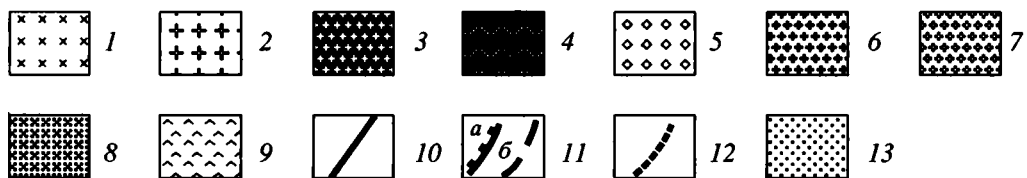
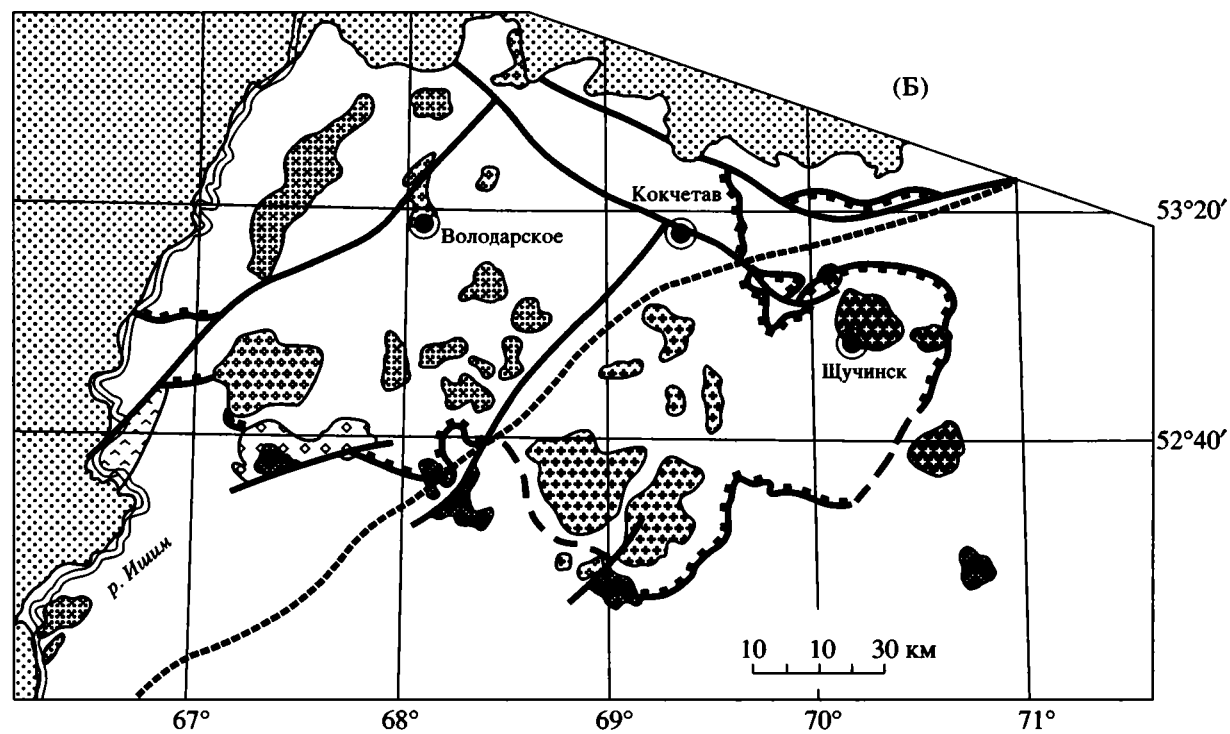
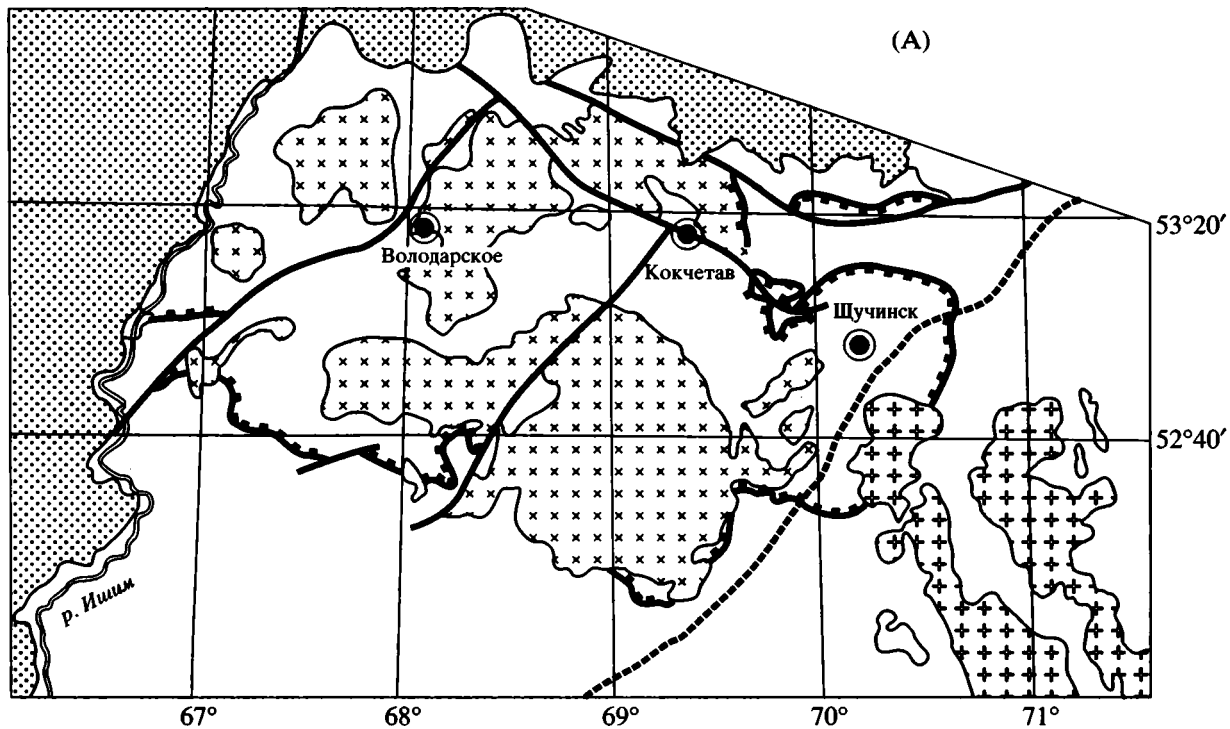


Рис. 7. Схема распространения гранитоидных и вулканоплутонических комплексов в Северо-Западном Казахстане: А – позднеордовикских, Б – силурийских и раннедевонских.

1, 2 – позднеордовикские комплексы: 1 – граниты и гранодиориты зерендинского, 2 – гранодиориты крыккудукского комплексов; 3–5 – силурийские комплексы: 3 – граниты боровского комплекса, 4, 5 – жаксы-жангызтауский комплекс: 4 – рьяолиты, кварцевые порфиры и гранит-порфиры, 5 – красноцветные конгломераты и песчаники; 6–8 – раннедевонские комплексы: 6 – лейкократовые граниты балкашинского комплекса, 7, 8 – редкометалльные граниты орлиногорского комплекса: 7 – литий-фтористого, 8 – стандартного геохимических типов; 9 – андезиты, андезибазальты луганского комплекса; 10 – разрывные нарушения; 11 – границы Кокчетавского блока: а – прослеженные, б – предполагаемые; 12 – границы областей распространения гранитоидных комплексов: на А – зерендинского и крыккудукского, на Б – балкашинского и орлиногорского; 13 – мезозойско-кайнозойские отложение Тургайского прогиба и Западно-Сибирской плиты.

топном составе Sr и Nd в этом районе отсутствуют). Отличительной чертой этой части Кокчетавского блока является более широкое распространение рифейских метаосадочных пород, являвшихся источником высокоглиноземистых редкометалльных гранитов.

Латеральная неоднородность коры

Для каждой из эпох гранитного магматизма характерен тот или иной тип зональности, прослеживающейся как на геохимическом, так и на изотопном уровне и, очевидно, связанной с различием в источниках гранитных магм.

Наиболее показательны два примера. В ордовикское время одновременно формировались гранитоиды зерендинского и крыккудукского комплексов, принадлежащие к разным магматическим сериям. Это различие указывает на более основной состав коры восточной части Северного Казахстана (Степнякская зона), чем западной (Кокчетавский блок).

Особенности геохимических характеристик и металлогенической специализации девонских гранитов балкашинского и орлиногорского комплексов, располагающихся соответственно в юго-восточной и северо-западной частях Кокчетавского блока, указывает на различия источников гранитных магм. Если глубина зарождения магмы девонских гранитных комплексов была одинаковой (что нельзя утверждать однозначно), можно предполагать, что в пределах Кокчетавского блока с юго-востока на северо-запад увеличивается доля компонента осадочного происхождения в “молодой” (рифейской) континентальной коре.

Латеральная неоднородность континентальной коры региона, таким образом, не так однозначна, как вертикальная, и ее обоснование требует дальнейших исследований.

Модель структуры коры

В итоге обсуждения изотопно-геохимической неоднородности континентальной коры Северного Казахстана можно предложить следующую модель ее структуры, существовавшей к началу палеозойского магматизма (рис. 8). В это время верхние горизонты континентальной коры были

сложены раннепротерозойскими метаморфическими комплексами (верхняя кора), а нижние – преимущественно магматическими комплексами рифейского возраста, к которым на западе и северо-западе прибавлялись разновозрастные осадочные комплексы (нижняя кора). Образование гранитной магмы происходило на двух глубинных уровнях.

Один уровень находился в нижней коре. Здесь зарождалась магма низкоглиноземистых гранитов нормального ряда (“примитивные” граниты), которые унаследовали от своего источника низкий изотопный состав стронция и высокий – неодима. Магма части нижнекоровых гранитов, характеризующихся отсутствием Eu-аномалии, образовывалась, по-видимому, в условиях неустойчивости плагиоклаза пород источника, что указывает на значительную мощность, которую имела континентальная кора в палеозойское время.

Второй уровень располагался целиком или частично в пределах зоны развития рифейских комплексов осадочного происхождения. Здесь выплавлялась магма высокоглиноземистых гранитов. Значительная доля материала, образовавшегося при размыве более древних пород, в данном источнике обусловила более высокий изотопный состав стронция и низкий – неодима гранитов. Отмечающиеся различия в геохимических и металлогенических характеристиках гранитов, зародившихся на этом уровне, могут быть обусловлены как изменчивым от места к месту соотношением магматического и осадочного материала в источнике, так и разной степенью дифференциации магмы при становлении интрузивных тел.

История формирования коры

Наиболее ранние фрагменты континентальной коры Северного Казахстана были сформированы в раннем докембрии, когда происходило накопление глинисто-алевритовых и глинисто-карбонатных осадочных толщ. В дальнейшем эти породы были подвержены метаморфическим преобразованиям, в результате которых к рубежу около 2 млрд. лет был сформирован зерендинский гнейсовый комплекс. Следующий этап корообразования фиксируется в среднерифейское время (1.03–1.23 млрд. лет). Кора этого возраста

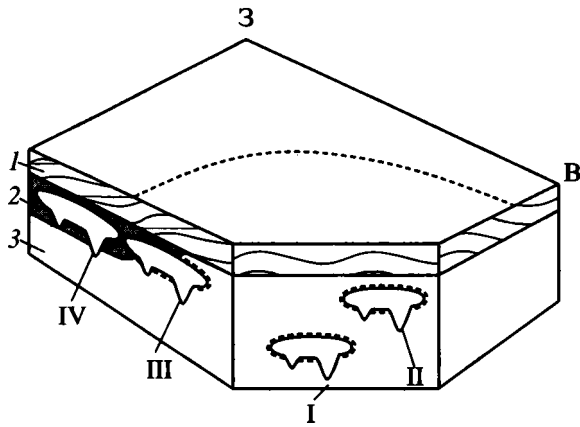


Рис. 8. Модель неоднородной коры Северного Казахстана и предполагаемое положение в ней источников палеозойских кислых магматических пород.

I, II – источники гранитов: I – зерендинских, II – боровских и балкашинских; III, IV – источники: III – вулканических пород жаксы-жангызтауского и IV – гранитов орлиногорского комплексов. Арабские цифры: континентальная кора: 1–3 – континентальная кора: 1 – с возрастом 2 млрд. лет (зерендинский гнейсовый комплекс), 2, 3 – рифейского возраста: 2 – осадочные и 3 – магматические комплексы; пунктирная линия намечает границу между областями распространения преимущественно “примитивных” гранитов на юго-востоке и преимущественно “коровых” гранитов на северо-западе региона.

образована комплексом магматических пород высококальциевой известково-щелочной серии, формирование которых могло происходить в пределах энсиалической островной дуги или вулканического пояса. Определенную роль в строении рифейской коры играли и метаосадочные породы. В конце среднего рифея, вероятно, произошло тектоническое совмещение различных рифейских образований и раннепротерозойского метаосадочного зерендинского гнейсового комплекса. Этот процесс сопровождался метаморфизмом рифейских комплексов, интенсивными метасоматическими преобразованиями и мигматизацией гнейсов, происходившими около 1320–1150 млн. лет назад [4, 24]. В результате была сформирована вертикально и латерально неоднородная мощная континентальная кора рифейского возраста. Свидетельством завершения рифейских корообразующих процессов является кварцито-сланцевый чехол, формирование которого началось около 1 млрд. лет назад. Этот комплекс, представленный на Кокчетавском блоке шарыкской и кокчетавской свитами, также распространен в пределах других микроконтинентов Центрального Казахстана. Формирование кварцито-сланцевые толщ, имеющих значительную мощность, происходило в тектонически стабильных условиях на больших площадях, имевших континентальное основание. При этом отсутствовал

расчлененный рельеф, породы, слагавшие источник сноса, испытали интенсивное выветривание, а продукты их разрушения – длительный перенос и сортировку. Поэтому кварцито-сланцевый комплекс может сопоставляться с образованиями платформенного чехла, формирование которого продолжалось около 100 млн. лет [5, 25].

Таким образом, среднерифейские (1300–1100 млн. лет) процессы привели к формированию крупного континента с рифейской корой, в состав которого наряду с Кокчетавским, входили и другие сиалические блоки. В дальнейшем в пределах этого континента на протяжении примерно 100 млн. лет происходило накопление кварцито-сланцевого платформенного чехла.

В конце рифея–начале палеозоя рифейский континент в результате деструкции и был расчленен на несколько микроконтинентов, одним из которых являлся Кокчетавский блок. Увеличение площади и латеральной неоднородности континентальной коры происходит только в конце ордовика, когда к Кокчетавскому блоку причленяются комплексы Степнякской и Калмыккульской зон. При этом состав и, возможно, возраст коры Степнякской зоны существенно отличался от коры Кокчетавского блока. В пределах самого блока рифейская кора в течение палеозоя подвергалась дифференциации, выражением которой стало образование громадных объемов гранитоидов и позднепалеозойская активизация.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение гранитоидов Северного Казахстана, формировавшихся на протяжении около 50 млн. лет (от 450 до 400 млн. лет), показало, что их источником являлась континентальная кора рифейского возраста (неодимовый модельный возраст 1.03–1.39 млрд. лет). В ее состав входили как магматические породы высококальциевой известково-щелочной серии (источник “примитивных” гранитоидов), так и метаосадочные породы (источник “коровых” гранитов).

На основании этих данных, а также информации о составе и возрасте докембрийских и палеозойских комплексов установлена, что для континентальной коры этого региона характерна вертикальная неоднородность. Наиболее ярко эта неоднородность проявлена в восточной части Кокчетавского блока, где рифейская кора подстилает раннепротерозойскую (зерендинский гнейсовый комплекс).

Рифейская кора, вероятно, обладала латеральной неоднородностью, выражением которой является различное соотношение в ее составе метаосадочных и магматических комплексов. Отражением этой неоднородности является изотопная,

геохимическая и металлогеническая зональность в разновозрастных гранитных комплексах.

Вертикальная неоднородность коры Кокчетавского блока, вероятно, представляет собой вещественное выражение тектонической расслоенности литосферы. Тектоническое совмещение рифейских и раннепротерозойских комплексов произошло к рубежу 1 млрд. лет, результатом этих процессов явилось формирование крупного континента. В дальнейшем на протяжении около 100 млн. лет этот континент перекрывался кварцито-сланцевым чехлом.

Изучение гранитоидов показало, что в строении Кокчетавского блока не отмечается скольнибудь существенной роли палеозойской коры. Поэтому можно предположить, что в палеозое кора Кокчетавского блока была уже сформирована и имела значительную, сопоставимую с современной, вертикальную мощность. Коллизия этого блока с обрамляющими раннепалеозойскими структурами, произошедшая в конце ордовика, не сопровождалась перемешиванием с палеозойским коровым веществом. В течение позднего ордовика–раннего девона происходила дифференциация рифейской коры Кокчетавского блока и выплавление гигантских объемов гранитоидов.

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

- Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата: Мин-во геологии СССР, 1981. 326 с.
- Геология Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.
- Голубев В.Н. Геохронология уранового оруденения и прерудных магматических пород Балкашинского рудного поля. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1991. 25 с.
- Голубев В.Н., Чернышев И.В., Агапова А.А., и др. Геохронологическое изучение уранинитов по индивидуальным зернам. Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 74–89.
- Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б. Платформенный этап в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты // Палеогеография венда–раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 159–166.
- Другова Г.М., Прияткина Л.А. Эволюция метаморфизма зерендинской серии Кокчетавского массива // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1974. № 5. С. 1–10.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ. 1979. 250 с.
- Иванов К.С., Саламатов В.М. Возраст, строение, состав базальтоидно-кремнистых толщ Салкынкельского выступа (Кокчетавский массив). Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Екатеринбург: УрО РАН. 1992. С. 10–28.
- Иванов К.С., Сахаров В.А., Наседкина В.А., Музыка М.И. Новые данные о возрасте вулканогенно-кремнистых толщ обрамления Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 1. С. 158–163.
- Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Восточный Казахстан. Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 596 с.
- Ковалев А.Д. Некоторые особенности строения южной окраины Зерендинского массива (Северный Казахстан) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 3. С. 76–83.
- 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.
- Магматизм Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. 168 с.
- Магматические комплексы Казахстана. Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1982. 236 с.
- Минервин О.В., Бабичев Е.А., Тенякова Р.Г. Краткий очерк стратиграфии северо-западной части Центрального Казахстана. Допалеозой и палеозой Казахстана. 1974. Т. 1. С. 191–206.
- Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. I. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука. 1972. 244 с.
- Петрография Центрального Казахстана. М.: Недра, 1971. 360 с.
- Полуаршинов Г.П., Голованов А.С. Некоторые новые данные о геологическом строении района озера Жаксы-Жангызтау (Северный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6. С. 53–61.
- Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. С.-Петербург: Наука, 1993. 270 с.
- Розен О.М., Иванов О.Д., Крамаренко С.М. Эволюция гранитоидов в срединных массивах (на примере Кокчетавского массива) // Геотектоника. 1974. № 2. С. 72–85.
- Саламатов В.М., Иванов К.С. К вопросу о возрасте и геотектоническом положении люботинской свиты. Новые данные по стратиграфии фанерозоя Урала и сопоставимых регионов. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 3–14.
- Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2500000). М.: Наука, 1982. 140 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука. 1990. 293 с.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Розен О.М., Поляков А.Л. О гренвильской фазе магматизма в Северном Казахстане // Геохимия. 1970. № 1. С. 112–116.
- Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.

26. Четверикова Н.П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1960. 100 с.
27. Шатагин К.Н. Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb-Sr изотопного исследования // Докл. АН. 1994. Т. 336. № 5. С. 674–676.
28. Шатагин К.Н. Нарушение замкнутости Rb-Sr изотопной системы полевых шпатов в гранитах Золотоношского массива (Северный Казахстан) как свидетельство низкотемпературного преобразования // Докл. АН. 1995. Т. 344. № 1. С. 106–109.
29. Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Астраханцев О.В. Изотопный состав Sr и Nd в гранитоидах Кокчетавского массива // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 4. С. 525–528.
30. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А., Бличик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и происхождение эколгитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 47–58.
31. Юдинцев С.В., Симонова Л.И., Анохина Е.В. Оловяносные граниты Кокчетавского блока (Северный Казахстан) // Изв. АН. Сер. геол. 1992. № 7. С. 36–44.
32. Юдинцев С.В., Симонова Л.И. Редкометалльные и безрудные лейкограниты Кокчетавского срединного массива, Северный Казахстан // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 214–223.
33. Arndt N.T., Goldstein S.L. Use and abuse of crust-formation ages // *Geology*. 1987. Vol. 15. № 10. P. 893–895.
34. Ayers M., Harris N. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites // *Chem. Geol.* 1997. Vol. 139. № 2. P. 249–269.
35. Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Sheppard S., Vidal P. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and age // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 74. P. 235–250.
36. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 1992. Vol. 83. № 1. P. 1–26.
37. Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology*. 1991. V. 19. № 7. P. 710–713.
38. DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert G. The continental crustal age distribution: method of determining of 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.
39. Dobrzynetsкая L.F., Braun T.V., Sheshel G.G., Podkuiko Y.A. Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif (Kazakhstan) // *Tectonophysics* V. 233. 1994. P. 293–313.
40. Pin C., Duthou J.-L. Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: Inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution // *Chem. Geol.* 1990. Vol. 83. P. 281–296.
41. Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline I-type granitoids // *Geology*. 1993. Vol. 21. № 9. P. 825–828.
42. Turpin L., Cuney M., Friedrich M. et al. Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in N.W. French Massif Central: implications for crustal history reconstructions // *Contrib. Miner. Petrol.* 1990. Vol. 104. P. 163–172.

Рецензенты: В.И. Коваленко,
А.А. Моссаковский

Vertical and Lateral Heterogeneity of the Crust beneath Northern Kazakhstan from Geochronological and Isotopic-Geochemical Data on Paleozoic Granitoids

K. N. Shatagin¹, K. E. Degtyarev², V. N. Golubev¹, O. V. Astrakhantsev², and N. B. Kuznetsov²

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Staromonetniy per. 35, Moscow, 109180 Russia*

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

Abstract—Geochronological study of Paleozoic granitoids and acid volcanics in northern Kazakhstan has indicated that granitoid magmatism in this region lasted about 50 million years (from 450 to 400 Ma); during this period, three epochs were recognized, Late Ordovician, Silurian, and Early Devonian. Based on isotopic-geochemical data, the granitoids were subdivided into two groups, primitive (Zerenda, Borovoye, and Balkashinosk complexes) and crustal (Zhaksy-Zhangyztau and Orlinogorsk complexes). The neodymium model ages of the granitoids of both groups, 1.03–1.39 Ga, are interpreted as evidence for supporting Riphean age of their source. The continental crust beneath northern Kazakhstan is characterized by tectonic delamination, which is pronounced particularly in the southern and eastern parts of the Kokchetav block. Here, the Riphean crust, composed predominantly of metamorphosed igneous rocks interpreted as the source of Paleozoic granitoids, underlies the Early Proterozoic metasedimentary Zerenda gneiss complex. The Riphean crust is, in all probability, laterally heterogeneous, as is evident from the isotopic, geochemical, and metallogenic zonation of the coeval granitoid complexes, which suggests an increase in metasedimentary components in its composition. Formation of the vertically and laterally heterogeneous crust of the Kokchetav block was complete by mid-Riphean time (1.3–1.1 Ga). During the Late Ordovician, the Stepnyak and Kalmykkul' zones were accreted to the Kokchetav block, and, thereby, the area of continental crust increased. Within the Kokchetav block itself, these events were accompanied by crustal differentiation accompanied by granitoid emplacement in vast volumes, which continued into the Silurian and Early Devonian.

САРАТОВСКИЕ ВНУТРИПЛИТНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ: КИНЕМАТИКА ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

© 2001 г. М. Л. Копп, Е. Ю. Егоров, М. Е. Борисов, А. В. Кудашев

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

Поступила в редакцию 24.05.99 г.

На основании анализа регионального макроструктурного рисунка и результатов полевого структурно-кинематического изучения трещинных мезоструктур доказывается, что новейшая структура Саратовских дислокаций образовалась при участии субмеридионального укорочения – субширотного удлинения. Этот вывод согласуется с литературными материалами бурения и геофизики о наличии субширотного взброса под Елшанско-Сергиевской флексурой. По сумме фактов можно предположить, что меридиональное сжатие рассматриваемого района является отголоском альпийской коллизии на Кавказе. Напряжения передавались через платформенный фундамент, о чем свидетельствует постепенное выполаживание структуры вверх по разрезу и компенсационное растяжение поверхностных горизонтов над козырьком взброса. Помимо сжатия в надвиговом поле напряжений направленное с юга давление реализовалось в сдвиговых перемещениях и латеральном выжимании материала к западу и особенно востоку – в сторону Прикаспийской синеклизы.

Саратовские внутриплитные дислокации образовались после эоцена в результате смятия отложений восточной части Пачелмского авлакогена. Как и другие зоны такого рода (Жигулевская, Доно-Медведицкая, Оренбургская, [7–13]), они возникли при участии горизонтального сжатия, о чем свидетельствуют инверсионный характер складок по отношению к структуре фундамента (своего рода “корень гор” [1, 3]), их линейная конфигурация, наличие крутых флексур и взбросов [12]. Вместе с тем, сжатие было невелико, так как здесь же присутствуют сбросы, пологие флексуры и куполовидные складки. Прихотливый структурный план Саратовских дислокаций (рис. 1–3) с пересекающимися, дугообразными и даже кольцевыми флексурами и валами как будто не поддается интерпретации с позиций однонаправленного горизонтального сжатия и приводит к мысли о примате вертикальных движений блоков. Тем не менее мы пытаемся доказать, что и этот факт может быть объяснен однонаправленным субмеридиональным укорочением (сжатием или наименьшим растяжением), вызванным давлением с юга. Эти вопросы решаются при помощи двух подходов: 1 – анализ макроструктурного рисунка, позволяющий наметить векторы перемещения блоков; 2 – мезотектонические наблюдения, нацеленные на реконструкцию главных осей поля напряжений.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Многие черты современного структурного плана Саратовских дислокаций унаследованы с рифея – первой половины палеозоя, когда возникли Прикаспийская синеклиза и система сбросов запад-северо-западного простиранья, связан-

ная с Пачелмским (Рязано-Саратовским) авлакогеном [1, 3, 14]. Геодинамическая обстановка тогда характеризовалась вертикальным проседанием и, может быть, растяжением в север-северо-восточном направлении; о последнем свидетельствует перекос блоков в вертикальном сечении [1]. Особенно сильное расчленение коры относится к эйфелю-нижнему франу, когда отлагалась мощная толща терригенных осадков (до 1–1.5 км). Тектонический рельеф того времени был противоположен современному: на месте нынешних крупных синклиналей находились горсты, а валов – грабены. Среднефранское-артинское время – этап нивелировки дифференцированного рельефа предшествующего этапа, сопровождавшейся отложением карбонатных толщ мощностью до 2.3 км. На структуры северо-западного направления наложилась поперечная им моноклинал, наклоненная на юго-восток и обращенная к интенсивно прогибавшейся тогда Прикаспийской синеклизе. Особенно резко бортовая флексура последней обозначилась в кунгурском веке перми и в триасовом периоде, когда в ее центральной части накопились огромные массы эвапоритов и красноцветов (мощность до 4 км), а Воронежский массив вместе с соседними Саратовскими дислокациями вышел из-под уровня моря.

Период субаэрального развития продолжался вплоть до конца средней юры, когда море опять залило рассматриваемую территорию. Мало-мощные (0.6–0.8 км) юрско-эоценовые осадки состоят из двух комплексов: юрско-сеноманского – сланцеватые темные глины и пески турон-эоценового – опоки с прослоями мелоподобных известняков, мергелей и (палеоцен) известковистых песчаников. Палеозойский структурный план оказался погребенным, и юрско-эоценовые слои

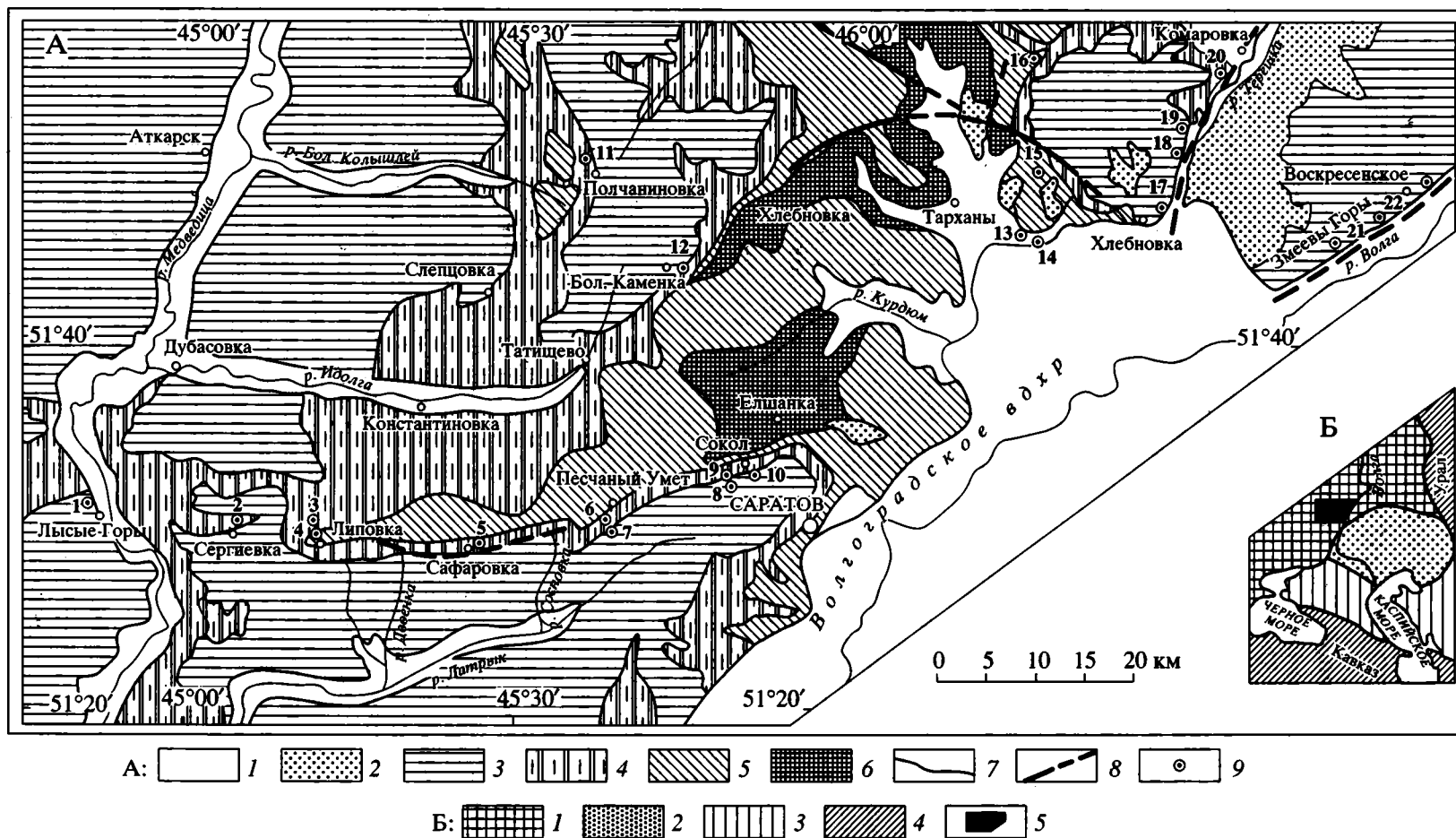


Рис. 1. Геологическая карта Саратовских дислокаций со станциями наблюдения трещиноватости.

А: 1–6 – отложения: 1 – четвертичные, 2 – плиоценовые, 3 – палеогеновые, 4 – верхнемеловые, 5 – нижнемеловые, 6 – юрские, 7 – геологические границы, 8 – разрывы, 9 – станции наблюдения трещиноватости.

Б: 1 – Восточно-Европейская платформа, 2 – Прикаспийская синеклиза, 3 – Скифско-Туранская платформа, 4 – складчатые области, 5 – рассматриваемый район.

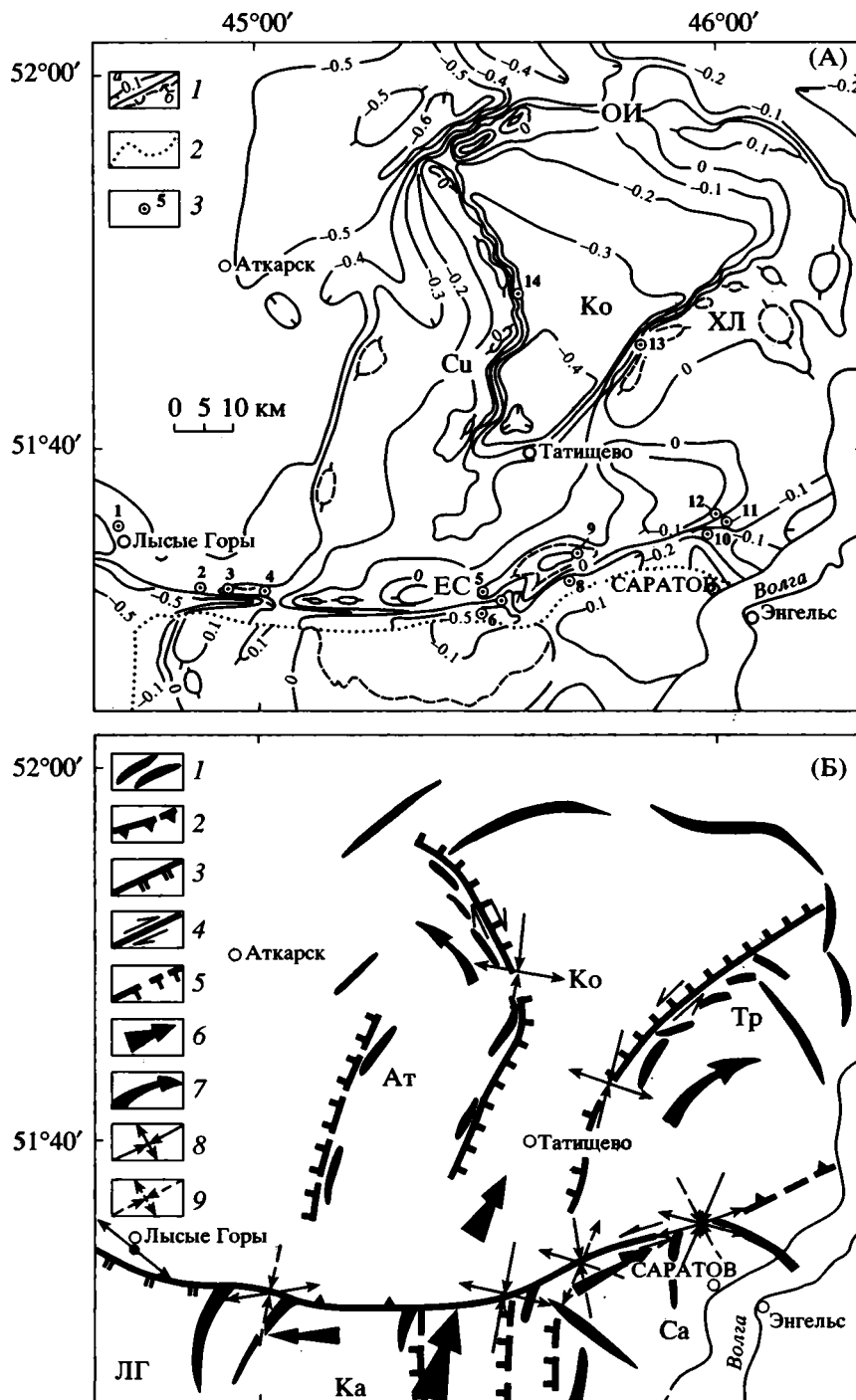


Рис. 2. Структурный рисунок и геокинематика Саратовских дислокаций.

А – структурная карта [по материалам Ю.Д. Горьков, С.П. Козленко, 1979-ф, с упрощениями]: 1 – стратонизогипсы по реперам внутри юрских и меловых отложений, проведенные через 100 м (а) и 50 м (б); 2 – границы участков с разным возрастом стратонизогипс; 3 – станции наблюдения трещиноватости.

Буквами на карте обозначены: ЕС – Елшанско-Сергиевский вал, Ко – Корсаковская синклираль, ОИ – Оркинско-Ириновский вал, Сл – Слепцовский вал, Хл – Хлебновский вал.

Б – геокинематическая схема (составлена авторами статьи): 1 – оси линейных складов и флексуры, 2 – взбросы и надрывы, 3 – субвертикальные взбросы (взрезы), 4 – сдвиги, 5 – сбросы, 6 – направления действующего давления, 7 – направления латерального выжимания блоков, 8 – определенные по данным изучения трещинных мезоструктур направления горизонтальных проекций осей сжатия и растяжения, 9 – то же, второстепенные и предположительные. Буквами на картах обозначены блоки: Ат – Аткарский, Ка – Карамышский, Ко – Корсаковский, ЛГ – лысогорский, Са – Саратовский, Тр – Тарханский.

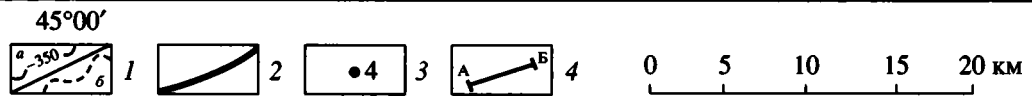
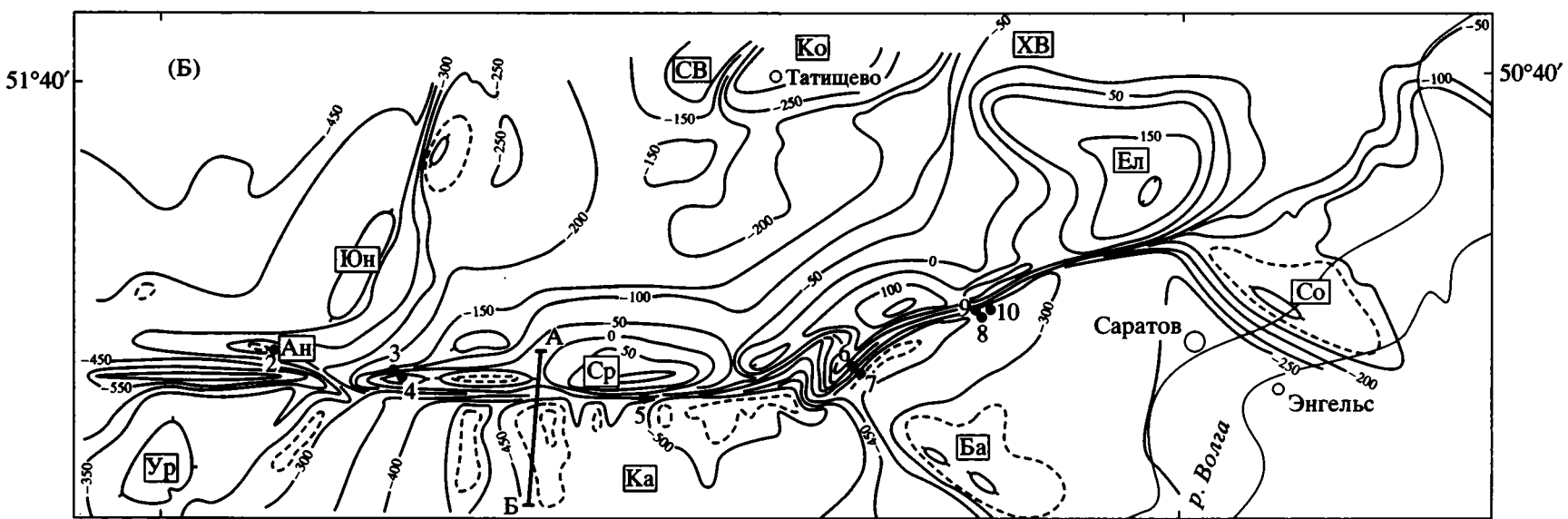
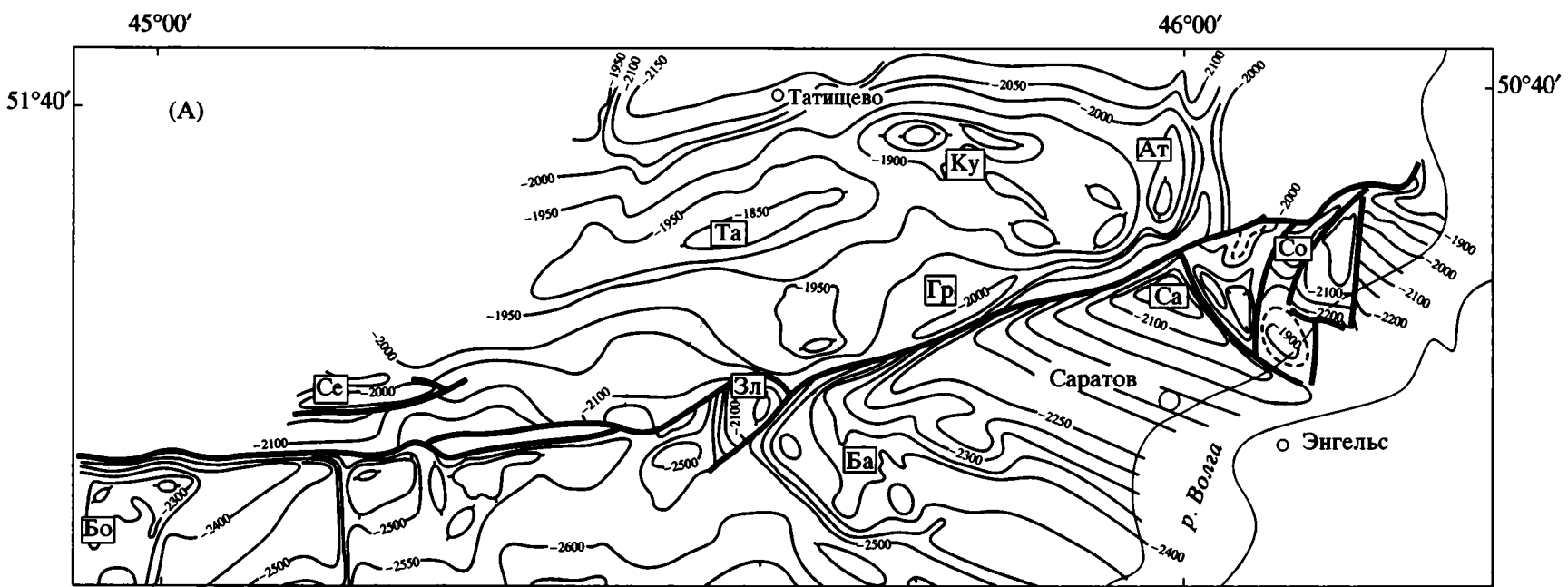


Рис. 3. Структурные карты района Елшанско-Сергиевской флексуры [Ю.Д. Горьков, С.П. Козленко, 1979-ф]: А – по кровле девона, Б – по кровле батского яруса юры.

1 – стратоизогиписы основные (а) и дополнительные (б); 2 – разрывы; 3 – станции наблюдений трещиноватости; 4 – местоположение разреза, приведенного на рис. 4.

Буквами на карте обозначены: А – антиклинали: Ат – Атамановская, Ба – Багаевская, Гр – Грузиновская, Зл – Злобинская, Ку – Курдумовская, Са – Саратовская, Се – Североозерская, Со – Соколовогорская; синклинали: Та – Татищевская, Ур – Урицкий; Б – антиклинали: Ан – Андреевская, Ба – Багаевская, Ел – Елшанская, Со – Соколовогорская, Ср – Суrowsкая, Ур – Урицкая, Юн – Юнгеровская; валы: СВ – Слепцовский, ХВ – Хлебновский; синклинали: Ка – Карамышская, Ко – Корсаковская.

образуют меридиональную Ульяновско-Саратовскую синеклизу, осевая зона которой маркируется Корсаковской и Карамышской синклиналими. Таким образом, возникновение прообраза последних относится именно к концу мезозойского времени, однако разделяющие их валы еще не существовали.

Многие современные локальные структуры приурочены к зонам древних разломов, поэтому долго развивалось представление об унаследованном росте складок со среднего палеозоя [2, 14]. Вместе с тем, большинство современных авторов сходятся в том, что основное развитие дислокаций относится к новейшему этапу [1, 12, 18]. Об этом можно судить хотя бы потому, что в их строении участвуют эоценовые отложения. Точное время их возникновения неизвестно, поскольку отложения верхнего эоцена-миоцена отсутствуют, и на размытые своды складок ложатся сразу плиоценовые (акчагыльские слои, см. рис. 1). По аналогии со Скифской плитой, где шире представлен неоген, можно предполагать, что деформации происходили в аттичскую и роданскую фазы Г. Штилле в Поволжье и Прикаспии – поздний сармат-ранний плиоцен) [7, 10]. Развитие структур продолжалось и в конце плиоцена-квартере (валахская фаза), о чем свидетельствуют заметный наклон акчагыльских отложений (и одновозрастной абразионной террасы) в Терешкинском и Змеевогорском блоках, увеличение мощности континентальных пород плиоцена-квартера к центру больших мульд [1, 17] и особенности четвертичного рельефа [2, 17, 18]. В то же самое время формировался и Большой Кавказ (поздний миоцен–квартер).

Таким образом, причину совпадения новейших дислокаций со среднепалеозойскими разломами следует искать не в длительности их развития – тем более что, как уже говорилось выше, среднепалеозойский структурный план в последующее время только нивелировался и искажался, – а в чем-то ином. Видимо именно среднепалеозойские движения, будучи особенно интенсивными и дифференцированными в рассматриваемом районе, создали ту главную систему реологических неоднородностей коры, которую вынуждены были учитывать и наложенные новейшие деформации. Кроме того, как будет показано, кайнозойские движения происходили в совершенно иной динамической обстановке, нежели палеозойские. Если тогда существовали условия субмеридиональ-

ного растяжения или вертикального проседания, но уж никак не сжатия, то в кайнозойе, напротив, имеются вполне определенные признаки сжатия.

ОСОБЕННОСТИ МАКРОСТРУКТУРНОГО РИСУНКА

Строение Саратовских дислокаций хорошо известно [1, 3, 12, 14, 16]. Центральной структурой здесь является Елшанско-Сергиевский вал субширотного простираения (рис. 2–4), протягивающийся более чем на 150 км от города Лысые Горы до Саратова и далее в Саратовское Заволжье. Южное крыло вала осложнено флексурой с наклоном меловых слоев до 40–60°, при этом особенно крутые падения, вплоть до запрокинутых, отмечаются в слегка выгибающейся к югу ее центральной части в районе сел Сафаровка-Песчаный Умет. Северное крыло вала, в отличие от южного, наклонено полого, а его вершина, сложенная юрскими глинами, возвышается на 500–600 м над расположенной южнее Карамышской синклиналью с эоценовыми отложениями в ядре. Как показало бурение [12], асимметрия поперечного профиля связана с наличием глубинного взброса под Елшанско-Сергиевской флексурой. Резче всего разрыв выражен в нижних горизонтах чехла, где сдвигается тульский горизонт нижнего карбона; стратиграфическая амплитуда смещения достигает 400 м. Меньше ясности относительно поведения взброса в верхних горизонтах. Согласно первоначальной трактовке, он прорезает весь чехол [12]. В более поздних схемах предполагается его затухание к поверхности и замещение флексурой [Н.В. Грекова и др., 1976-ф; Ю.Д. Горьков, С.П. Козленко, 1979-ф]. Судя по наблюдавшемуся нами в районе с. Сафаровка чрезвычайно близкому соседству запрокинутых к югу песков сеномана и субгоризонтально залегающих опок палеоцена, здесь редуцирована существенная сенонская часть разреза (мощностью около 100 м), что свидетельствует в пользу первой точки зрения. В любом случае амплитуда смещения по разрыву внизу возрастает. Сам же Елшанско-Сергиевский вал гораздо лучше выражен в верхних горизонтах чехла, на глубине ему отвечает грабенообразная депрессия в девонских отложениях (рис. 3, А и 3, Б), так что здесь наверняка имело место нагнетание пластичных пород юры и пермотриаса (включая кунгурские соли),

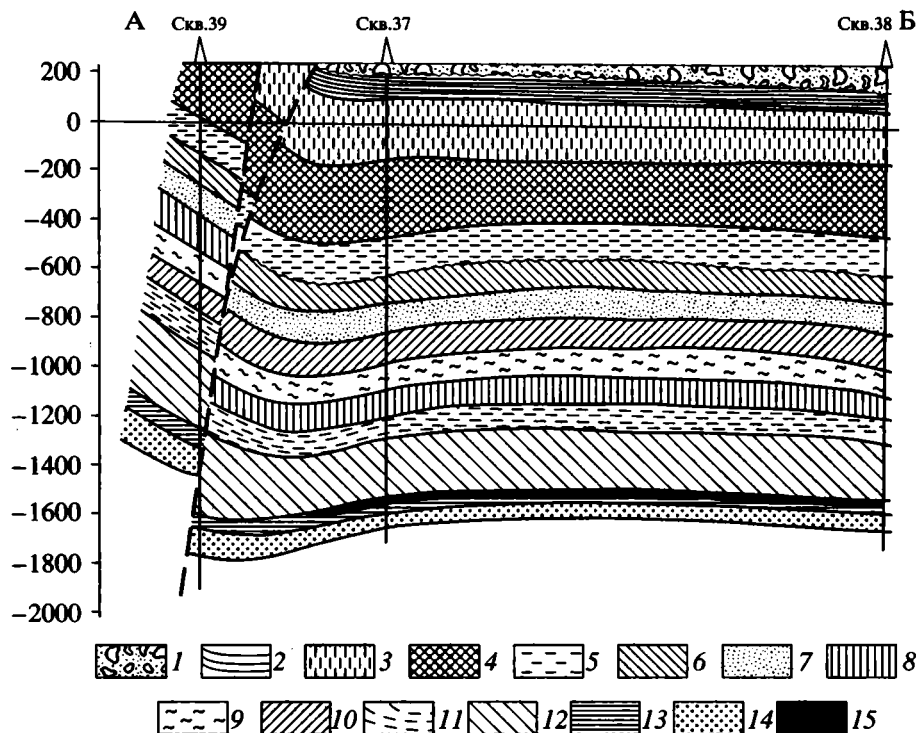


Рис. 4. Геологический разрез Елшанско-Сергиевского вала [12].

1–14 – стратиграфические подразделения: 1 – четвертичные и неогеновые отложения; 2–4 – ярусы мела: 2 – маастрихт, 3 – кампан, 4 – альб; 5 – батский ярус средней юры, 6 – гжельский ярус верхнего карбона, 7–10 – горизонты московского яруса среднего карбона: 7 – мячковский, 8 – подольский, 9 – каширский, 10 – верейский; 11 – башкирский ярус среднего карбона; 12 – визейский ярус нижнего карбона; 13–15 – горизонты турнейского яруса нижнего карбона: 13 – тulyевский, 14 – бобриковский, 15 – малевский, 16 – залежь газа.

происходившее в обстановке сжатия над привзбросовым уступом.

Характерно, что в южном крыле взброса присутствует прогибающаяся к нему линейная синклиналь, осложняющая плоскую Карамышскую мульду (см. рис. 3, Б и 4), и здесь можно увидеть ассоциации с системой: складчатая зона – передовой прогиб (зона поддвига). Особенно резко предвзбросовая депрессия выражена в структуре мезозойских отложений, тогда как кровля девона здесь, наоборот, поднята.

Елшанско-Сергиевская флексура имеет восток-северо-восточное простирание ($70\text{--}80^\circ$), которое нарушается двумя изломами, после которых она принимает северо-восточное ($55\text{--}70^\circ$) и запад-северо-западное ($280\text{--}290^\circ$) направления, соответственно на востоке и западе. Особенно заметен длинный восточный излом, продолжающийся далеко в Заволжье. На участках изгибов флексуры и контролирующего ее взброса частные брахискладки расположены кулисно, свидетельствуя о сдвигах: правом на западе и левом на востоке (если исходить из того, что взброс и флексура образовались при сжатии). В выгнутой к югу центральной части Елшанско-Сергиевский вал наиболее узок (пережат?), его южное крыло особенно круто наклонено.

В свете высказанных предположений о наличии сдвиговой компоненты весьма интересен структурный рисунок области к югу от Елшанско-Сергиевского вала. Здесь развиты поперечные складки, резко, а иногда и под прямым углом сочленяющиеся с последним (см. рис. 2, 3). При этом на востоке, около Саратова и в Заволжье (Багаевское, Соколовогорское поднятия и Степновский вал), складки ориентированы в северо-западном направлении, а на западе (Урицкое и Восточно-Урицкое поднятия) – в северо-восточном. Иными словами, они везде почти перпендикулярны соответствующим участкам излома Елшанско-Сергиевской флексуры, для которых предполагается сдвиг. О присдвиговой природе рассматриваемых структур свидетельствует и тот факт, что они в наибольшей степени приподняты около предполагаемого сдвига и постепенно погружаются по удалении от него (аксоноклинали) или “складки-ножны”.

Более проблематично отнесение к структурам сжатия субмеридиональных флексур и брахискладок, находящихся напротив центрального (субширотного) отрезка Елшанско-Сергиевской флексуры. Они достаточно протяженны (до 20–30 км), однако от вышеохарактеризованных присдвиговых складок их отличает недостаточная

выраженность периклиналей и пологих крыльев, сливающихся с главным днищем Карамышской мульды. Так что скорее всего они связаны со сбросами, разделяющими слабо наклоненные блоки. Особенно хорошо эти уступы выражены для девона (см. рис. 3, А), что давало основание некоторым авторам считать их элементами герцинской структуры [3]. Однако этому противоречит тот факт, что уступы, торцово сочленяясь с Елшанско-Сергиевской флексурой послезоценового возраста, не продолжают за нее к северу и, таким образом, должны быть ей одновозрастны. Кроме того, в последних интерпретациях [Ю.Д. Горьков, С.П. Козленко, 1979-ф] эти же уступы (в сглаженной форме и, часто, с обратной экспозицией) все-таки показываются на структурных картах мезозоя (см. рис. 3, Б), так что здесь можно видеть проявление вышеохарактеризованной дисгармонии. При этом в нижних горизонтах чехла Прикаспийской синеклизы, а в верхних чаще к западу. Важно подчеркнуть, что уступы подобной (западной) экспозиции читаются и в строении субмеридиональных долин мелких рек (Сосновка, Двоенка и др.), которые имеют обрывистые восточные и пологие западные борта. На цифровых картах рельефа их крутые склоны дешифрируются в виде линеаментов. Все это дает основание считать, что эти уступы на самом деле имеют новейший возраст, а их лучшая выраженность на глубине связана с тем, что деформация идет от фундамента.

Структурный рисунок области к северу от Елшанско-Сергиевского вала особенно сложен. К его пологому северному крылу здесь подходят в целом субмеридиональные, но сильно изогнутые в плане валы: Слепцовский и Хлебновский (см. рис. 2, 3), соответственно с нижнемеловыми и юрскими отложениями в ядрах. Оба они плавно выгибаются в сторону разделяющей их Корсаковской депрессии и обращены к ней своими крутыми крыльями (до 30–40°, [16]), что в совокупности может быть признаком их поперечного сжатия и надвигания. Однако взбросовые перекрытия здесь пока не обнаружены.

Несомненным здесь является участие сдвиговой деформации, выраженной эшелонированным расположением локальных складок внутри валов (см. рис. 2 и 3, Б), особенно на их диагональных отрезках северо-западного или северо-восточного простирания. При этом, если исходить из ориентировки Елшанско-Сергиевского взброса, указывающей не субмеридиональное направление регионального сжатия, то судя по знаку кулисно-сти, Слепцовский вал должен сопровождаться правым сдвигом, а Хлебновский – левым. Именно с таким знаком сдвигов согласуются и особенности строения соседних участков. Так, в южной части Корсаковского блока, который должен был переместиться к югу, резко выкручивается пологое северное крыло Елшанско-Сергиевского ва-

ла [16]. Зато на юге Тарханского блока, предположительно сдвинувшегося к северу, слои залегают полого и к этому месту приурочен Елшанский купол – криптодиапир, очевидно, внедрявшийся в обстановке растяжения кровли. В северной же части этого блока, где горизонтальное перемещение должно компенсироваться сжатием, стиль структуры иной: здесь присутствуют линейные антиклинали (Ириновская, Радищевская и др.), сопровождающиеся крутой флексурой на восточном крыле. Эти складки субмеридиональны и торцово сочленяются с Хлебновским валом, который на данном отрезке ориентирован в северо-восточном – широтном направлениях, сопровождаясь дугообразным продольным разрывом. Последний смещает влево на 1 км полосу меловых пород в зоне флексуры (см. рис. 1).

Наиболее северный элемент Саратовский дислокаций – сильно выгнутый к северу и скошенный туда же в вертикальном разрезе Оркинско-Ириновский вал. Будучи сложен в ядре все теми же меловыми отложениями, по своей амплитуде он заметно превышает все остальные валы включая Елшанско-Сергиевский вал [Ю.Д. Горьков, С.П. Козленко, 1979-ф]. Локальные поднятия в его своде расположены кулисно, возможно, в связи со сдвиговой деформацией. На участках сочленения со Слепцовским и Хлебновским валами Оркинско-Ириновский перегораживает их северные окончания, продолжаясь на вышеупомянутые поперечные присдвиговые складки. Это показывает одновременность образования и парагенетичность структур разного простирания.

В заключение коснемся особенностей структуры района р. Терешки и Змеевых Гор, который расположен уже к северо-востоку от собственно Саратовских дислокаций (см. рис. 1). Его строение определяют полого наклоненные к западу, узкие моноклинали северо-восточного простирания, разделенные флексурами восточной экспозиции. В рельефе последние выражены крутыми и даже обрывистыми восточными склонами, к которым прислонены прямолинейные и дугообразные участки речных долин Терешки и Волги, по своей конфигурации напоминающие сбросы. На то, что флексуры образовались при растяжении, а не сжатии, может свидетельствовать их пологий наклон (до 5–10°), чем они отличаются от всех описанных ранее. Система разделенных уступами сильно асимметричных водоразделов с пологими западными склонами напоминает наклонные блоки, разделенные листрическими сбросами.

Резюме. Можно констатировать, что многие черты макроструктурного рисунка Саратовских дислокаций указывают на их формирование в поле горизонтальных стрессов и перемещений. Это прежде всего надвзбросовый характер Елшанско-Сергиевской флексуры, наличие сдвиговой компоненты по ее краям и сдвиги вдоль Слепцовского и

Хлебновского валов. Судя по взаимному расположению и ориентировке этих структур разной кинематики, они возникли при субмеридиональном укорочении, возможно, сопровождавшемся некоторым поддвигом к северу в районе Елшанско-Сергиевской флексуры, и субширотном удлинении. Первое лучше выражено на юге, а второе – на севере, что позволяет предполагать южный источник давления. Симметрично расходящиеся сдвиги разного знака, Слепцовский и Хлебновский, вместе с клиновидным блоком между ними могут соответствовать структуре типа горизонтального грабена [6], образующейся на “своде” выгибающейся в сторону давления горизонтальной складки. Кроме того, присутствие поперечных складок около сдвигов указывает на латеральное выжимание блоков к западу и особенно к востоку.

РЕЗУЛЬТАТЫ МЕЗОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Методика. Замеры трещиноватости производились в породах верхнего мела-эоцена, представленных рыхлыми глауконитовыми песчаниками (сеноман), крепкими кварцевыми песчаниками (палеоцен-эоцен), мелоподобными известняками и опоками (турон-палеоцен). Наилучшие результаты получены для крепких песчаников и мелоподобных известняков, наихудшие – для опок, в которых практически отсутствуют настоящие зеркала скольжения и очень редко встречаются жилы. Полученные данные обрабатывались на основе структурно-парагенетического метода, адаптированного к изучению трещинных мезоструктур [4, 15].

В статье представлены три вида материалов: 1 – стереограммы плотности трещин разных кинематических типов для всего района в целом (рис. 5); 2 – стереограммы полюсов трещин для наиболее интересных станций наблюдения (рис. 6). Кинематика каждой трещины изображалась на стереограмме в виде околополюсной стрелки, ориентировка которой находилась по палетке О.И. Гущенко [4]. Стрелки, направленные к краю круга, соответствуют сбросам, к центру его – взбросам, по касательной к кругу – сдвигам (по часовой стрелке – правым, против нее – левым). Главные оси напряжений определялись на стереограммах в соответствии с методиками О.И. Гущенко [4] – для одиночных и кучно расположенных полюсов и Л.М. Расцветаева [15] – для ситуаций со значительным разбросом последних. 3 – карты поля деформаций, полученные в результате компьютерной обработки направлений борозд скольжения по программе О.И. Гущенко и А.Н. Мострюкова [5] (рис. 7). Данный метод позволяет точно определить ориентировку и наклон осей деформации, что особенно важно для трещин со смешанным типом смещения. Однако программа имеет и свои ограничения, ибо она применима только для зеркал скольжения, тогда

как жилы, отрывы и стилолиты, а также малоамплитудные разрывы (для которых точно неизвестен наклон плоскости и вектора скольжения), этой программой не охватываются. Кроме того, при группировке отсеиваются статистически непредставительные замеры, количество которых меньше шести в круге с радиусом осреднения 0.3° . В частности, не перешагнули этот барьер взбросовые трещины, регулярно встречающиеся на центральном отрезке Елшанско-Сергиевской флексуры.

Общая характеристика трещиноватости. В районе преобладают круто ($60-90^\circ$) наклоненные мезоструктуры самых разнообразных простираний, с преобладанием субмеридиональных и диагональных направлений. Около региональных флексур отмечается повышенная концентрация субпараллельных им трещин (см. рис. 5, А), иногда образующих тонкую дециметровую нарезку наподобие квазикливажа (см. рис. 5, В), где можно увидеть следы выщелачивания под давлением и даже некоторого рассланцевания тонких пород, что свидетельствует об обстановке сжатия. Зоны такого рода чаще всего ориентированы в широтном – запад-северо-западном и север-северо-восточном направлениях. Почти так же простираются мезотектонические взбросы и надвиги (см. рис. 5, Б), при этом последние обычно ориентированы субширотно, тогда как взбросы обладают большим рассеянием, с максимумами субширотного и север-северо-западного направлений. Взбросо-надвиги и квазикливаж чаще наклонены к северу или северо-востоку, фиксируя надвижения в южном и юго-западном направлениях – попутно смещению по Елшанско-Сергиевскому взбросу и направлению асимметрии поперечных складок в районе Саратова (Багаевское и Соколовогорское поднятия).

Структуры сжатия составляют, однако, не более четверти всех замеренных мезоструктур, и основной фон создают сбросо-сдвиги, а особенно – сбросы и раздвиги. Следовательно, мезоструктура района формировалась в обстановках горизонтального растяжения и трансформации, тогда как обстановки транспрессии и сжатия играли подчиненную роль. Обращает внимание широкое распространение зеркал скольжения с комбинированными (сбросо- и взбросо-сдвиговыми) штриховками (см. рис. 5, 3–Л), которые встречаются чуть ли не шире чистых взбросов, сдвигов и сбросов. Среди трещин со смещением по падению сместителя (взбросов и сбросов) всегда преобладают крутые и субвертикальные (взрезы), что характерно и для других участков платформы [7–9].

Наиболее часто встречающиеся сдвиги – левые, образующие на стереограммах пояса вращения (см. рис. 5, Г) с максимумами северо-восточного и северо-западного простираний. Более четко локализованы в пространстве правые сдвиги (см. рис. 5, Д), чаще северо-западного простирания. Однако и тут присутствует второстепенный

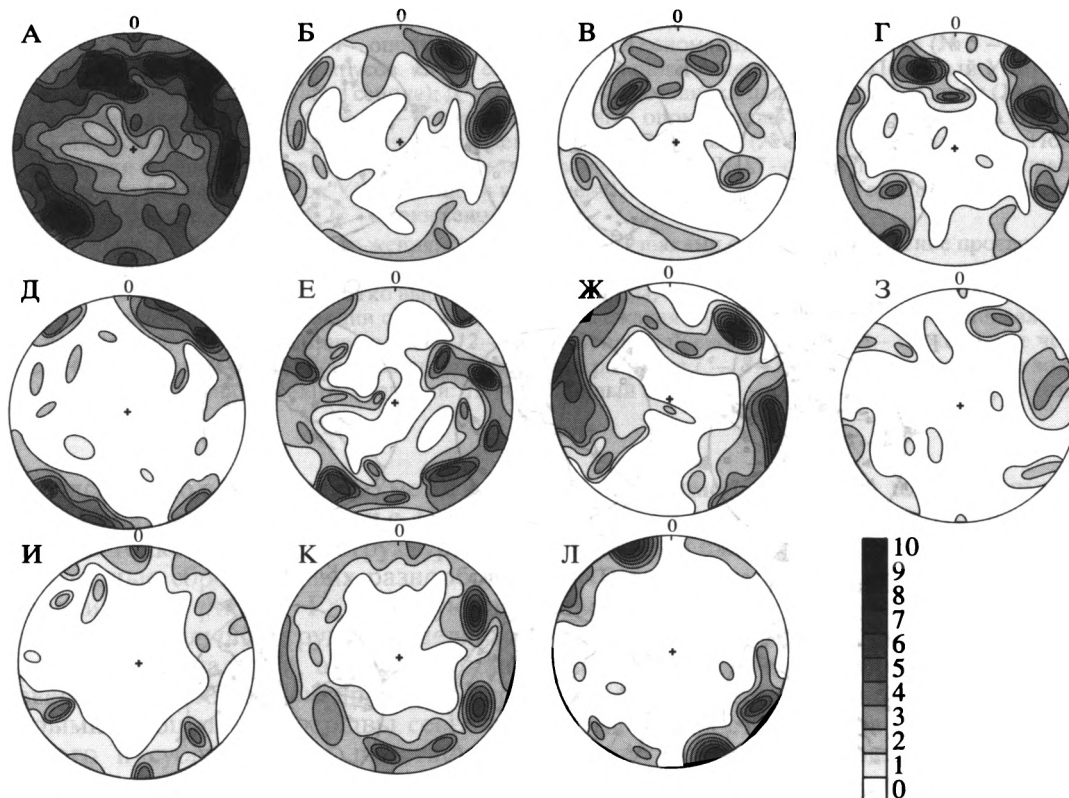


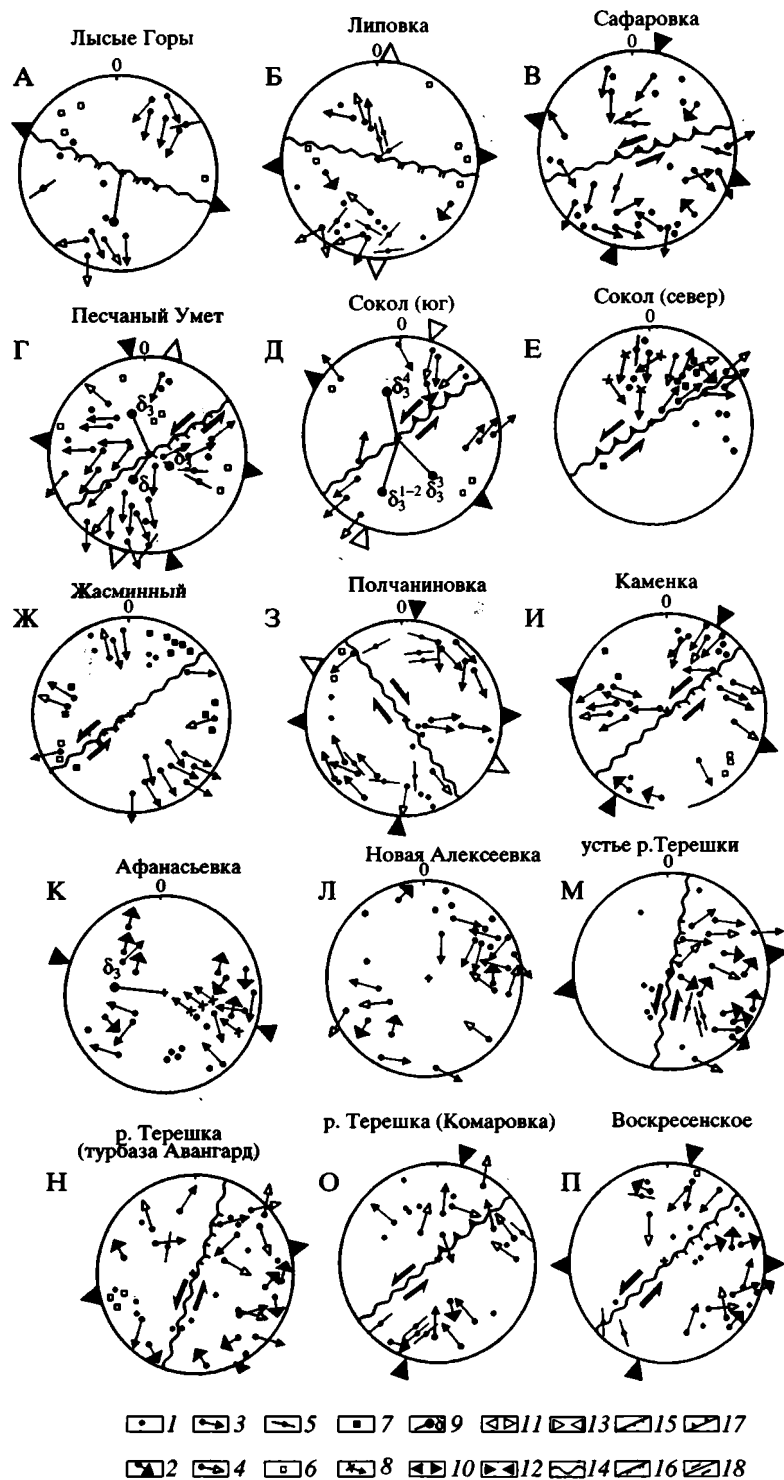
Рис. 5. Стереогаммы плотности трещиноватости (шкала показывает количество полюсов на единицу площади палетки). А – все мезоструктуры, замеренные в пределах Елшанско-Сергиевской флексуры, Б – взбросы, В – квазикливаж, стилолиты, зоны дробления и рассланцевания, Г – левые сдвиги, Д – правые сдвиги, Е – сбросы, Ж – жилы и отрывы, З – левые взбросо-сдвиги, И – правые взбросо-сдвиги, К – левые сбросо-сдвиги, Л – правые сбросо-сдвиги.

максимум с северо-восточным направлением трещин. Среди сбросов особенно многочисленны субвертикальные (круче 70°), характеризующиеся сильным разбросом простираций. Более пологие сбросы, связанные с обстановкой горизонтального растяжения, локализованы в субмеридиональных, запад-северо-западных и субширотных румбах (рис. 5, Е). У субширотных сбросов, как и у субпараллельных взбросо-надвигов, обычно опущены южные крылья, попутные Елшанско-Сергиевской флексуры. Субмеридиональные сбросовые уступы, в особенности пологие (до 70°), чаще обращены к востоку – в сторону Прикаспийской впадины. И, наконец, раздвиги (отрывы и жилы) образуют три главные системы (по убыванию): северо-западного, субмеридионального ($10\text{--}15^\circ$) и субширотного простираций (см. рис. 5, Ж).

Приведенный статистический обзор показывает значительное разнообразие деформационных обстановок. Тем не менее, выделяются некоторые более устойчиво повторяющиеся направления осей деформации. Это субмеридиональное и восток-северо-восточное укорочение, устанавливаемое по взбросам и сдвигам, и субширотное, северо-восточное и субмеридиональное удлинение – по сбросам и раздвигам.

Станции наблюдения. Наиболее детально обследовались Елшанско-Сергиевская флексура на отрезке от города Лысые Горы до Саратова, где были изучены почти все крупные обнажения и карьеры, и район р. Терешки-Змеевых Гор (см. рис. 6). Кроме того, в некоторых пунктах подсечены Слепцовский и Хлебновский валы и блок к востоку от последнего.

Субширотный центральный отрезок Елшанско-Сергиевской флексуры, на котором она имеет наибольшую амплитуду и крутизну, изучался около с. Сафаровка (см. рис. 6, В). В зоне наиболее крутых и даже запрокинутых залеганий (родник на северной окраине села) встречаются субпараллельные флексуры взбросы и две сопряженные системы поперечных сбросов, а на участке некоторого выполаживания до $45\text{--}50^\circ$ в сторону южного крыла (карьер к западу от с. Сафаровка) отмечена субпараллельная флексура крутая частая трещиноватость, напоминающая кливаж. Эти трещины наклонены на юг или на север, но смещение по падению сместителя, как взбросовое, так и сбросовое, почти всегда направлено к югу, попутно флексуры. Иногда на зеркалах скольжения, развившихся вдоль трещин такого типа, присутствуют разнонаправленные штриховки, свидетельствующие о расплющивании материала вдоль



плоскостей трещин. Сдвиги, преимущественно левые, имеют северо-западное и меридиональное простирания. Непосредственно к югу от флексуры, в зоне выполаживания слоев (обрывы палеоценовых песчаников у р. Сосновка), трещиноватость представлена субмеридиональными сбросами.

По сумме наблюдаемых парагенезов трещиноватости в центральной части Елшанско-Сергиев-

ской флексуры устанавливается удлинение в запад-северо-западном и укорочение – в субмеридиональном (10–20°) и северо-восточном направлениях. Елшанско-Сергиевская флексура в таком поле деформаций должна сопровождаться поперечным сжатием и продольным левым сдвигом.

Восточный отрезок Елшанско-Сергиевской флексуры, где она резко отклоняется к северо-

Рис. 6. Стереограммы трещиноватости (расположение станций наблюдения см. рис. 1). А – Лысые Горы (№ 1 – песчаники палеоцена); Б – Липовка (№№ 3–4 – опоки сенона, песчаники сеномана); В – Сафаровка (№ 5 – мелоподобные известняки туронского и коньякского ярусов, опоки сенона и песчаники палеоцена); Г – Песчаный Умет (№№ 6–7 – песчаники сеномана, опоки и карбонаты сенона); Д – Сокол (№ 8 – песчаники палеоцена); Е – Сокол (№ 9 – опоки сенона); Ж – Поливановка-Жасминный (№ 10 – песчаники сеномана, опоки сенона); З – Полчаниновка (№ 11 – опоки сенона); И – Каменка (№ 12 – опоки и песчаники палеоцена?); К – Афанасьевка (№ 15 – опоки сенона); Л – Новая Алексеевка (№ 16 – опоки сенона); М – правый берег р. Терешки, около ее устья (№ 17 – опоки палеоцена); Н – правый берег р. Терешки, около турбазы “Авангард” (№ 18 – опоки палеоцена), О – правый берег р. Терешки, Комаровка (№ 20 – опоки сенона); П – Воскресенское (№ 23 – опоки сенона).

1–8 – полюса трещин: 1 – без борозд скольжения; 2 – с некоторыми знаками смещения (смещение прослоев, подворот слоистости около трещины, тип кулисности); 3–5 – с бороздами скольжения, знак смещения: 3 – очевидный, 4 – предполагаемый, 5 – неясный: отсутствуют четко выраженные заусеницы; 6 – отрывы; 7 – жилы; 8 – стилолиты, зоны квазикливажа и рассланцевания; 9 – проекции осей максимального сжатия σ_3 и растяжения σ_1 ; 10 – направление преобладающего растяжения; 11 – то же, менее четкое; 12 – направление основного сжатия; 13 – то же, менее четкое; 14 – ориентировка ближайшего к точке наблюдения регионального разрыва; 15–18 – кинематика смещения в зоне последнего, по данным мезотектонических наблюдений: 15 – наклонный сброс; 16 – субвертикальный сброс (взрез), 17 – взброс, 18 – сдвиг.

востоку, изучался около с. Песчаный Умет и к северо-западу от Саратова (пос. Сокол и с. Поливановка). В первой точке стиль мезоструктуры определяют наклонные сбросы самых разнообразных направлений (см. рис. 6, Г), образующие конус скалывания. С большим трудом выделяются системы субмеридиональной, а также субширотной и северо-восточной ориентировок. С первыми и вторыми ассоциируют отрывы север-северо-восточного и субширотного простирания, на основании чего можно сделать вывод о наличии двух направлений удлинения: основного субширотного (100–110°) и второстепенного субмеридионального (10–15°). Елшанско-Сергиевская флексура в таком поле деформаций должна иметь сбросо-левосдвиговую кинематику.

На Саратовском участке, где флексура уже выполаживается, везде (см. рис. 6, Д–Ж) фиксируется один и тот же ансамбль мезоструктур, представленный прежде всего крутыми и субвертикальными взбросами и сбросами субширотной ориентировки, образующими пояс вращения, ориентированный почти поперек или несколько косо к флекуре. Этот пояс показывает, что юго-восточное крыло последней сместилось вниз с некоторым сжатием поперек сместителя. Кое-где (карьер около шоссе пос. Сокол–аэродром) трещины этой системы образуют частую нарезку наподобие квазикливажа и сопровождаются, помимо взбросовой, левосдвиговой компонентой смещения; другой характерный элемент – правые сбросо-сдвиги северо-западного направления, поперечные флекуре. Горизонтальная проекция главного укорочения, определяемого по зеркалам скольжения, простирается субмеридионально. Широко распространены отрывы, образующие два максимума: запад-северо-западного и восток-северо-восточного простираний.

Можно констатировать, что здесь присутствует субмеридиональное укорочение, ось которого наклонена к северу, и субширотное удлинение по горизонтали. Соответственно, вдоль Елшанско-Сергиевской флексуры происходило субверти-

кальное смещение вниз юго-восточного крыла, сопровождаемое левым сдвигом и небольшим поперечным сжатием.

В районе западного отрезка Елшанско-Сергиевской флексуры удалось найти обнажения только на значительном 1–3 км удалении от нее к северу, в сводовой части и на северном крыле одноименного вала. Поэтому можно ли полученные результаты распространять на саму флексуру, сказать трудно. В крайней западной точке наблюдений – обрывы палеоценовых песчаников на северной окраине Лысых Гор (см. рис. 6, А) – фиксируется отчетливый пояс взбросов и крутых сбросов запад-северо-западного простирания. Поскольку они параллельны флекуре на данном отрезке, то можно предположить, что регистрируемое ими опускание южного крыла по субвертикальному, слегка нависающему уступу соответствует ее кинематике в данном районе. Здесь же присутствуют поперечные флекуре отрывы север-северо-восточного направления, которые показывают продольное к ней растяжение и поэтому не противоречат ее кинематике как крутого взреза. Восточнее (с. Липовка – см. рис. 6, Б) результаты оставляют желать лучшего, однако выявлен тот же, хотя и обедненный, набор мезоструктур, что и около Лысых Гор. Существенная новая черта – наличие небольшой правосдвиговой компоненты у сбросов. На максимальном приближении к флекуре, на контакте глин альба и песков сеномана, обнаружен субпараллельный последней (130°) вертикальный разрыв со сбросо-правосдвиговой штриховкой на плоскости сместителя.

Заканчивая характеристику мезотектонического материала по Елшанско-Сергиевской флекуре, можно констатировать поперечное меридиональное укорочение и расплющивание на ее центральном участке, где слои наклонены особенно круто. В тех местах, где флексура снижается и меняет свою ориентировку, горизонтальное укорочение замещается вертикальным сбросом и продольным сдвигом: надежно устанавливаемым левым – на востоке и проблематичным правым –

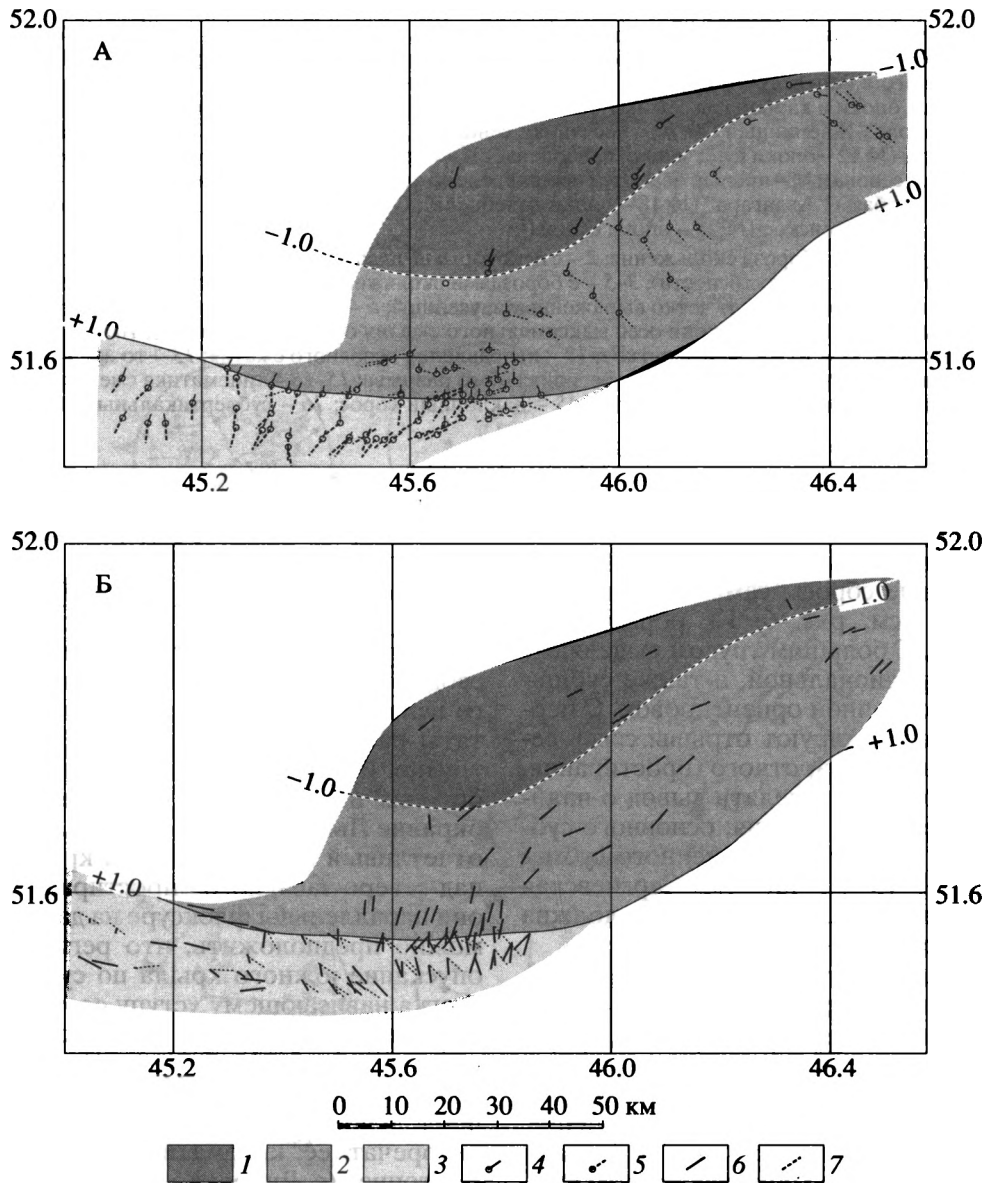


Рис. 7. Карты горизонтальных проекций ориентировок главных осей суммарных сколовых деформаций (синтезированы О.И. Гущенко, с небольшими упрощениями; длина вектора обратно пропорциональна наклону от земной поверхности, направление наклона – от точки в основании вектора, цифры у границ деформационных зон соответствуют значениям коэффициента Лоде-Надаи). А – оси деформаций укорочения и удлинения. Б – траектории касательных деформаций (горизонтальный сдвиг).

1–3 – деформационные режимы: 1 – сдвиговый, 2–3 – сбросовый: 2 – с удлинением в широтном направлении, 3 – с удлинением в меридиональном направлении, 4–7 – горизонтальные проекции ориентировок главных осей деформации: 4 – главного укорочения, 5 – главного удлинения, 6 – левого сдвига, 7 – правого сдвига.

на западе. Таким образом, фиксируется определенное подобие полученных результатов макроструктурным данным. Однако, в дополнение к последним, по многочисленным замерам фиксируется обстановка растяжения, не угадывавшаяся в особенностях структурного рисунка. При этом растяжение направлено не только вдоль, но и поперек Елшанско-Сергиевской флексуры, что противоречит макротектоническим данным.

Слепцовский вал. Всего на одном участке в западной стенке карьера опок у с. Полчаниновка

(см. рис. 6, 3) присутствует узкая зона дробления и квазикливажа с многочисленными и крупными сдвиговыми зеркалами скольжения северо-западного простирания, т.е. субпараллельными валу в данном месте. Определить конкретный кинематический знак (лево- или правосторонний) трудно из-за плохой сохранности заусениц. В тех случаях, когда это удавалось сделать, они показывали правый сдвиг. С правым сдвигом вдоль Слепцовского вала согласуется ассоциация и других мезоструктур: субширотные взбросы и квазикливаж,

отдельные левые сдвиги северо-восточной ориентировки и субмеридиональные сбросы. Они в совокупности свидетельствуют о субмеридиональном укорочении или субширотном удлинении.

Хлебновский вал (карьер опок около с. Каменка, см. рис. 6, И). Здесь развиты взбросо-надвиги и квазикливаж запад-северо-западного и северо-западного простирания, субмеридиональные сбросы, обращенные и к западу и к востоку, и отрывы северо-восточной ориентировки, субпараллельные оси вала. Все они в совокупности указывают на укорочение в север-северо-восточном и удлинении в широтном – запад-северо-западном направлениях. В такой структурной обстановке вдоль Хлебновского вала должны развиваться левый сдвиг с растяжением.

Сложная ситуация отмечена в блоке к востоку от Хлебновского вала (сс. Афанасьевка и Ниж. Алексеевка, см. рис. 6, К, Л). Здесь преобладают зеркала скольжения субмеридионального – север-северо-западного простирания разнообразной кинематики от взброса до левого и правого сдвига и сброса. Возможно, это связано со сжатием и расплющиванием в субширотном – восток-северо-восточном направлении. Такое же направление укорочения показывают многочисленные субмеридиональные зоны простого сдвига взбросовой кинематики в районе с. Афанасьевка. Субширотное сжатие в данном блоке могло компенсировать левосдвиговое смещение вдоль вышеуказанного разлома.

Район р. Терешки. Наблюдения здесь были сосредоточены вдоль двух линейных элементов, для которых по макротектоническим данным предполагается сбросовое происхождение: уступ западного борта долины р. Терешки и обрыв Змеевых Гор на берегу р. Волги. Наиболее представительные данные получены для первого из них (см. рис. 6, М–О), где фиксируется один и тот же комплекс обращенных к востоку субмеридиональных листрических сбросов с компонентой сдвига (чаще левого), свидетельствующих о субширотном удлинении. Терешкинский уступ в данном поле деформаций должен иметь сбросо-левосдвиговую природу. С субширотным удлинением гармонирует субмеридиональное укорочение, господствующее в единственной точке – карьере у с. Комаровка, где развиты субширотные взбросы и зоны дробления. Возникновение сжатия именно в данном месте логично связывать с плавным изменением ориентировки рассматриваемого линейного элемента от почти меридиональной до восток-северо-восточной. Подобная тонкая зависимость кинематики трещиноватости от направления регионального разлома, к которому она приурочена, отмечалась для Приволжско-Ергенинского уступа [10]. Этот же парагенез субширотных взбросов с левыми сдвигами характерен и для уступа Змеевых Гор (см. рис. 6, П), однако зеркала скольжения выражены там существенно хуже.

Результаты компьютерной обработки кинематики трещиноватости. На картах горизонтальных проекций векторов главных напряжений сжатия-растяжения (см. рис. 7, А) выделяются следующие зоны. На севере (Слепцовский и Хлебновский валы, Корсаковская синклинали) это сдвиговое поле с субмеридиональной (10–15°) ориентировкой оси максимального сжатия и почти перпендикулярной ей оси максимального растяжения. Именно так и должны располагаться эти оси, если исходить из вышеохарактеризованных особенностей макроструктурного рисунка и данных качественной обработки стереограмм трещиноватости. К северо-востоку в пределах зоны ориентировка оси сжатия постепенно меняется от субмеридиональной до восток-северо-восточной и субширотной, что тоже согласуется с макротектоническими данными – о дугообразном левом сдвиге вдоль Хлебновского вала, предполагающем вращение восточного блока по часовой стрелке и компенсационном сжатии его фронтальной части.

В следующей к югу зоне (северное крыло Елшанско-Сергиевского вала, впадина к северу от Саратова и район р. Терешки) поле напряжений сбросовое. Ось максимального растяжения расположена субширотно, что также не противоречит ни результатам качественной обработки замеров трещиноватости, ни буровым данным о широтном взбросе вдоль Елшанско-Сергиевского вала. Данная зона приурочена к участкам, находящимся в тени давления: к пологому северному крылу вала, к впадине в тылу сместившегося к востоку Тарханского блока и к Терешкинскому сбросовому району. Во всех местах такого рода естественно ожидать снижение акцента деформационной обстановки со сжатия на сдвиг или со сдвига на растяжение. Направленное к северо-востоку постепенное изменение ориентировки вектора растяжения со строго широтной на северо-западную согласуется с таковым в предыдущем домене.

Однако в самой южной, третьей, зоне, приуроченной к Елшанско-Сергиевской флекуре, результат оказался неожиданным: здесь господствует сбросовое поле напряжений с субмеридиональным удлинением поперек последней, что прямо противоречит макротектоническим данным и лишь частично совпадает с результатами обработки стереограмм. Там, наряду со сбросами и отрывами, выявлялись парагенезы сдвигов и взбросов, связанные с обстановками меридионального сжатия и сдвига. На полученных в результате компьютерной обработки картах следы данного поля напряжений выражены лишь в меридиональной ориентировке горизонтальной проекции круто наклоненного вектора сжатия.

Карта горизонтальных проекций векторов тангенциальных напряжений (см. рис. 7, Б) демонстрирует направления сдвига. Сразу обращают на себя внимание лучшая выраженность ле-

вых сдвигов (большая длина векторов соответствует более пологому наклону штриховки) и субпараллельность левосдвиговых траекторий крупнейшим линеаментам на востоке территории. В центре Елшанско-Сергиевской флексуры субширотные левые сдвиги выстраиваются параллельно ей, однако в восточном сегменте, где ее простираение резко отклоняется к северо-востоку, левые сдвиги расходятся в виде веера. Далее к северо-востоку левые сдвиги образуют слегка выгнутую к северу зону вдоль Хлебновского вала. Единственный район, где отмечается приоритет правых сдвигов – западный отрезок Елшанско-Сергиевской флексуры, где правый сдвиг угадывается и в макроструктурном рисунке. Однако для Слепцовского вала, который также должен быть связан с правым сдвигом (в том числе и по результатам замеров трещиноватости), на данной карте направление горизонтального скольжения вдоль него имеет и право- и левосторонний характер. Можно констатировать, что, за некоторым исключением, знак и ориентировка траекторий максимальных касательных напряжений сопоставимы с предполагаемым по данным других методов характером сдвиговых перемещений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И АНАЛИЗ ИМЕЮЩИХСЯ ПРОТИВОРЕЧИЙ

Мезотектонические данные, интерпретированные тремя разными способами, показывают довольно сложные и не всегда согласующиеся между собой и данными анализа регионального структурного рисунка результаты. Наилучшая сходимость отмечается для северной части района, где разные методы устанавливали сдвиговое поле напряжений с субмеридиональным направлением главного сжатия и для северо-восточной (субширотное растяжение). Кроме того, на востоке отчетливо проявляются левые сдвиги параллельные Хлебновскому валу и Елшанско-Сергиевской флексуры. Все это хорошо коррелируется с макротектоническими материалами.

Вместе с тем, для южной части района (Елшанско-Сергиевская надвзбросовая флексура), где как раз следовало бы ожидать повышенного сжатия в форме надвигового или хотя бы сдвигового поля напряжений, вместо того и другого регистрируется сбросовое поле, да еще с меридиональным (поперечным взбросу) направлением растяжения. Особенно наглядно это видно на компьютерных картах поля напряжений. Попробуем, однако, найти черты, позволяющие если не снять, то по крайней мере хотя бы частично объяснить наблюдаемые противоречия: 1 – напомним, что при выбранной норме генерализации данных (6 замеров на круг с радиусом осреднения 0.3°) из компьютерного анализа выпали мезотектонические взбросы, надежно фиксировавшиеся в поле; кроме того, данная компьютерная

программа вообще не охватывает стиломиты, зоны простого сдвига и квазикливаж; 2 – горизонтальная проекция главного сжатия в районе везде направлена меридионально – в соответствии с макроструктурным рисунком; 3 – тонкая компьютерная обработка выявила одну весьма любопытную и явно неслучайную особенность, на которую трудно обратить внимание при качественном анализе стереограмм: все векторы горизонтального укорочения (как главного, так и второстепенного) наклонены к северу. Иными словами, они субпараллельны направлению подъема вверх висячего крыла Елшанско-Сергиевского взброса. Очевидно, недостаток пространства в козырьке последнего вызвал компенсационное растяжение верхних горизонтов, сопровождавшееся оттоком материала к югу, в сторону предвзбросового подвигового прогиба. Об этом свидетельствует систематический наклон оси главного растяжения к югу именно в зоне Елшанско-Сергиевской флексуры.

Тем не менее следует признать, что противоречие между региональным макроструктурным рисунком и мезоструктурой малых форм существует. Отмечалось оно нами и для других платформенных регионов: Кряжа Карпинского и Жигулей [7–8]. С одной стороны, макроструктурный рисунок свидетельствует о том, что деформация идет при существенном участии взбросового и сдвигового полей напряжений, причем по многим признакам перемещения могут быть значительными (до нескольких или даже первых десятков километров), сопровождаясь вращением сдвигов. С другой стороны, на поверхности Земли вместо сдвигов и надвигов можно наблюдать только пологие флексуры, кулисные брахискладки и малоамплитудные разрывы. Кроме того, в трещиноватости преобладают структуры растяжения самых разнообразных направлений.

Представляется, что единственный путь преодолеть указанное противоречие – предполагать, что неотектоническое сжатие (вызываемое коллизией в Альпийском поясе?) передается через платформенный фундамент и кору в целом. Подтверждением тому служат приводившиеся в первом разделе статьи факты дисгармонии и усложнения структуры сверху вниз, доказанные геофизикой и бурением. В таком аспекте становится понятнее лучшая сходимость мезотектонических данных с макротектоническими для севера рассматриваемого района, нежели для юга. Именно в южной части, где глубинная деформация идет в надвиговом поле напряжений (ось удлинения направлена субвертикально), растущая снизу привзбросовая складка сжатия будет особенно сильно давить на свою кровлю, создавая в ней компенсационное горизонтальное растяжение. На севере же, где глубинное поле напряжений сдвиговое (деформируемая пластина почти не меняет свою

высоту по вертикали), гораздо более вероятно его прямое отражение в поверхностной структуре.

ГЕОКИНЕМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРУКТУРНЫХ ДАННЫХ

Макро- и мезотектонические данные показывают, что все крупные структурные элементы района группируются в единый ансамбль (см. рис. 2), образовавшийся при глубинном субмеридиональном сжатии – субширотном растяжении. Последнее происходило на уровне низов чехла и верхней части фундамента (горизонт, где достоверно прослежен Елшанско-Сергиевский взброс), но могло исходить из более глубоких горизонтов верхней коры. Кроме того, характер взаимного расположения макроструктур позволяет высказать предположение о южном источнике действующего давления. Об этом свидетельствует последовательная смена глубинных полей напряжений с юга на север с надвигового на сдвиговое и затем – сбросовое, что соответствует обычной полярности зон индентации, направленной в сторону ослабления давления [6]. Местным орудием деформации (индентором) служил принадлежащий Воронежскому массиву Карамышский блок, подвинувшийся под восточную часть Рязано-Саратовского авлакогена и смявший его осадочную призму. Можно лишь предполагать, что Карамышский блок был вовлечен в общее северное перемещение блоков платформенной области, инициированное подвигом Аравийской плиты к северу [6, 7, 10]. Позднеальпийские коллизионные деформации захватили огромную территорию Евразийской плиты, концентрируясь прежде всего в авлакогенах и других ослабленных зонах [7, 8, 13]. Нами эти деформации уже были прослежены в ряде районов [7–10], и Саратовские дислокации являются тем последним звеном, которое теперь позволяет с уверенностью сказать, что все Транскавказское меридиональное неотектоническое поднятие от Кряжа Карпинского на юге до Жигулей на севере – продукт давления, идущего от Альпийского пояса.

Таким образом, и для Саратовских внутриплитных дислокаций нельзя обойтись без допущения горизонтальных перемещений. Суммарная картина последних представляется следующим образом (см. рис. 2, Б).

На юге сжатие привело к поддвигу и взбросу вдоль современной Елшанско-Сергиевской флексуры, а также к сдвиговой транспрессии и латеральному выжиманию масс к западу и особенно востоку от места наибольшего давления. Продольное латеральное течение материала компенсировалось его нагнетанием и субширотным сжатием на погружениях флексуры, а в области разгрузки, откуда уходили друг от друга (к западу и востоку) Лысогорский и Саратовский блоки,

формировались меридиональные сбросы. Судя по преобладанию левых сдвигов вдоль всего центрального и восточного отрезков Елшанско-Сергиевской флексуры восточное направление транспорта выдавливаемого материала (в сторону Прикаспийской впадины) испытывало наименьшее сопротивление.

Частично погасившись в районе Елшанско-Сергиевской флексуры, к северу от нее сжатие реализовалось уже в форме сдвиговой деформации и субширотного растяжения. Симметрично расходящиеся от центральной части Елшанско-Сергиевского вала Слепцовский и Хлебновский сдвиги разного знака ограничивает клиновидный блок – “горизонтальный грабен” [6], маркирующий место приложения наибольшего давления и соответственного выгибания к северу. Находящиеся к западу и востоку от него Аткарский и Тарханский блоки надстраивают к северу Лысогорский и Саратовский и, как и последние, во фронтальных частях осложнены компенсационными складками сжатия субмеридионального простиранья, а в тыловых – широкими мульдами и пологими куполами, образовавшимися при растяжении. Это свидетельствует о выжимании блоков соответственно к западу и востоку. Кроме этого, блоки испытывали вращение в разные стороны (соответственно против и по часовой стрелке), аппроксимированное дугообразно изогнутыми линиями сдвигов. Его естественно связывать с общим изгибом коры к северу, вызванным давлением с юга. К сожалению, мы не располагаем данными о мезоструктуре самого северного – вала Оркинско-Ириновского. Можно высказать предположение, что его дугообразный изгиб связан с “проседанием” (в горизонтальной плоскости) в горизонтальный грабен, образованный вращающимися вокруг вертикали сдвигами. Структурные рисунки такого рода известны в ряде складчатых систем [6]. Наконец, к северу от Саратовских дислокаций, в районе р. Терешки, субмеридиональное сжатие замещается субширотным растяжением, сочетающимся с левым сдвигом.

В заключение отметим, что хотя Саратовские внутриплитные дислокации невелики по размерам и амплитуде, их геокинематический структурный рисунок по существу ничем не отличается от такового гораздо более внушительных зон индентации, например, Центральноазиатской. Елшанско-Сергиевская флексура в таком аспекте – аналог Гималаев в миниатюре, которые также выгнуты и надвинуты к югу. Лысогорский и Саратовский блоки занимают место Памира и Наньшаня, а симметрично расходящиеся Слепцовский и Хлебновский сдвиги – Талассо-Ферганского и Алтынтагского разрывов. Выпуклая к северу и слегка скошенная туда же в поперечном сечении Оркинско-Ириновская дуга соответствует Тяньшанской, а Корсаковская депрессия в ее тылу –

Таримской депрессии. Наконец, участок левосдвиговой трансформации в районе р. Терешка–Змеевы Горы находится на месте Байкальского грабена. Отметим, что для той и другой области характерна сильная продольная асимметрия зоны индентации и гипертрофированная роль левых сдвигов, обеспечивавших выжимание блоков к востоку. Только в Центральной Азии последнее шло в сторону Тихого океана, а здесь – к Прикаспийской впадине.

Такое сопоставление чрезвычайно важно в методическом отношении, так как оно показывает применимость методов геокинематического анализа, разработанных для сильно деформированных областей, к участкам слабой внутриплитной тектоники.

Авторы выражают глубокую признательность О.И. Гущенко за составление компьютерных карт векторов деформации.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 97-07-90074, 99-05-65366, 00-05-64513 и 00-15-98531) и Программы Интеграции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алешечкин О.И., Ускова Н.И., Грекова Н.В. К вопросу истории геологического развития территории Саратовского Поволжья в связи с оценкой нефтегазоносности // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во СГУ, 1983. С. 43–56.
2. Горелов С.К. Геоморфология и новейшая тектоника правобережья Нижней Волги // М.: Изд-во АН СССР, 1957. 139 с.
3. Грекова Н.В. Тектоническое районирование Пачелмско-Саратовского авлакогена // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во СГУ, 1975. Вып. 12. С. 59–67.
4. Гущенко О.И. Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности). Природа и методол. опред. тектон. напряж. в верхн. части земн. коры. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1982. С. 35–52.
5. Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы: структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма // Доклады РАН. 1996. Т. 346. № 3. С. 399–402.
6. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе // М.: Научный мир, 1997. 314 с.
7. Копп М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской плит как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000. № 2. С. 26–42.
8. Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 18–29.
9. Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. О происхождении Доно-Медведицких дислокаций // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Вып. 2 (в печати).
10. Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Зарицкий А.А. О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1999. № 4. С. 21–37.
11. Лобов В.А., Кавеев И.Х. О некоторых аспектах изучения надвиговых дислокаций в Волго-Уральской провинции. Геология, разработка нефтяных месторождений, физика и гидродинамика пласта. Казань: Изд-ние ТатНИПИнефть. Вып. XXX. С. 27–33.
12. Машкович К.А., Шорников Б.Я., Шебалдина М.Г. О строении Елшанско-Сергиевского вала // Геология нефти и газа. 1970. № 5. С. 42–46.
13. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
14. Оффман П.Е., Машкович К.А., Грицаенко А.С. О несоответствиях между структурными этапами Саратовского Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 2. С. 114–120.
15. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Пробл. структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Изд. ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.
16. Семихатов А. Тектоника Саратовского уезда // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1926. Т. 4. Вып. 1–2. С. 1–20.
17. Цыганков А.В., Брылев В.А., Сапрыкин Ф.У. Проявление новейших разрывных нарушений в рельефе Приволжской возвышенности // Геоморфология. 1975. № 2. С. 103–107.
18. Четвертичные отложения, рельеф и неотектоника Нижнего Поволжья. Саратов: Изд-во СГУ, 1978. 184 с.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож

Saratov Intraplate Deformation Structures: Kinematics of Horizontal Movements

M. L. Kopp, E. Yu. Egorov, M. E. Borisov, and A. V. Kudashev

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

Abstract—The regional macrostructural pattern and the results of the field structural-kinematic studies of faulted mesostructures were analyzed to prove that the recent Saratov deformation structures originated as a result of north-south shortening and east-west lengthening. This conclusion is in line with published drilling and geophysical data pointing to the occurrence of an almost east-west-trending reverse fault beneath the Elshanka-Sergievka flexure. The facts as a whole suggest that the north-south compression of the study area was a response to an Alpine collision in the Caucasus. Stresses were transferred through the cratonic basement, as follows from the gradual flattening of the structures up the section and from the accommodating extension of the surficial strata above the reverse fault overhang. In addition to compression in the thrusting stress field, the pressure from the south resulted in the strike-slip displacement and lateral squeezing of the material to the west and, especially, to the east, i.e., toward the North Caspian syncline.

УДК 551.248.2(470.5)

НЕОТЕКТОНИКА УРАЛА (ПРОБЛЕМЫ И РЕШЕНИЯ)

© 2001 г. Д. М. Бачманов, Н. Н. Говорова, С. Ф. Скобелев, В. Г. Трифионов

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

Поступила в редакцию 30.11.99 г.

Линейный новейший ороген Урала образует в поперечном сечении свод, местами осложненный складками основания и нарушенный взбросами. Совпадая с частью позднепалеозойского коллизийного орогена, надвинутой на фундамент Восточно-Европейской платформы, он наследует от него не только положение активизированных разломов и тенденции вертикальных смещений, но и поперечное сжатие как условие формирования структуры. Для новейшего орогена Урала характерно преобладание сдвиговых перемещений по продольным разломам. Они представляют собой сдвиги сплющивания и выжимания, формирующиеся вдоль границы Восточно-Европейской платформы и палеозойд Урала из-за резкого различия физических свойств их литосферы и, соответственно, способности к тектоническому течению.

ВВЕДЕНИЕ

В современном рельефе Урал выступает как новейший линейный внутриплитный ороген, сформированный на протерозойско-палеозойском складчатом основании. Гипсометрически Урал существенно уступает орогенам Альпийско-Азиатского горного пояса, возникшим на подобном или более древнем основании, таким, как Тянь-Шань, Алтай и (по меньшей мере, частично) Большой Кавказ. С этим согласуется и более слабая, по сравнению с ними, сейсмичность Урала. Уже при таком самом беглом рассмотрении неотектоники Урала возникает несколько вопросов.

Первый вопрос: каковы морфология и возраст новейшего орогена Урала?

Второй вопрос касается степени его унаследованности. На фоне общего умеренного неотектонического воздымания обнаруживаются зоны повышенного гипсометрического контраста, в которых выявлены смещения новейших отложений и форм рельефа, иначе говоря, новейшие разломы [7, 10, 11, 23, 26, 27, 29, 31]. Они, как правило, простираются вдоль горного сооружения и совпадают с зонами более ранних нарушений, функционировавших в герцинский орогенный этап (поздний палеозой и начало мезозоя). Но новейший ороген не совпадает полностью с позднегерцинским, поскольку значительная часть последнего не вовлечена в новейший орогенез, которым, вместе с тем, охвачены не только герцинские складчатые сооружения, но и активизированный край Восточно-Европейской платформы. Можно ли в таком случае говорить об унаследованности новейшего орогена Урала от позднегерцинского и, если можно, то в чем и в какой мере?

Третий вопрос относится к характеру новейших движений. Наибольшие современные высоты приходится на стык Северного и Полярного

Урала (до 1900 м) и Южный Урал (до 1600 м), где рельеф местами близок к альпийскому, тогда как на Среднем Урале и значительной части Северного Урала высоты не превышают 1000 м и контрастность рельефа слабая. Хотя Полярный Урал был областью неоднократных оледенений и, в частности, позднеплейстоценового (валдайского, или сартанского), его относительно высокая современная высота не может рассматриваться только как результат послеледникового гляциоизостатического поднятия. Оно способно лишь восстановить опускание предшествовавшей ледниковой эпохи, но не превысить его. Вместе с тем, именно низкий Средний Урал отличается повышенной на общеуральском фоне современной сейсмичностью, указывающей на высокую неотектоническую активность. Почему? Попробуем ответить на эти вопросы.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕГО ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ УРАЛА

Для рельефа Урала характерно существование широких плоских водоразделов, образованных доорогенной поверхностью (или несколькими поверхностями) выравнивания. На юге Урала эта поверхность образует плоскогорья Зилаирского плато, плосковершинные хребты Башкирского Урала и главного водораздела, хребта Уралтау, который ниже западных хребтов. На Среднем Урале она находится на абсолютных отметках 300–400 м, тогда как на Полярном и Южном Урале занимает высоты 550–600 м. На восточном склоне Южного и Среднего Урала предорогенная олигоцен-миоценовая поверхность понижается от приводораздельной части к границе Западно-Сибирской низменности: от 500–600 до 350–400 м на Южном Урале и от 350–400 до 180–200 м на

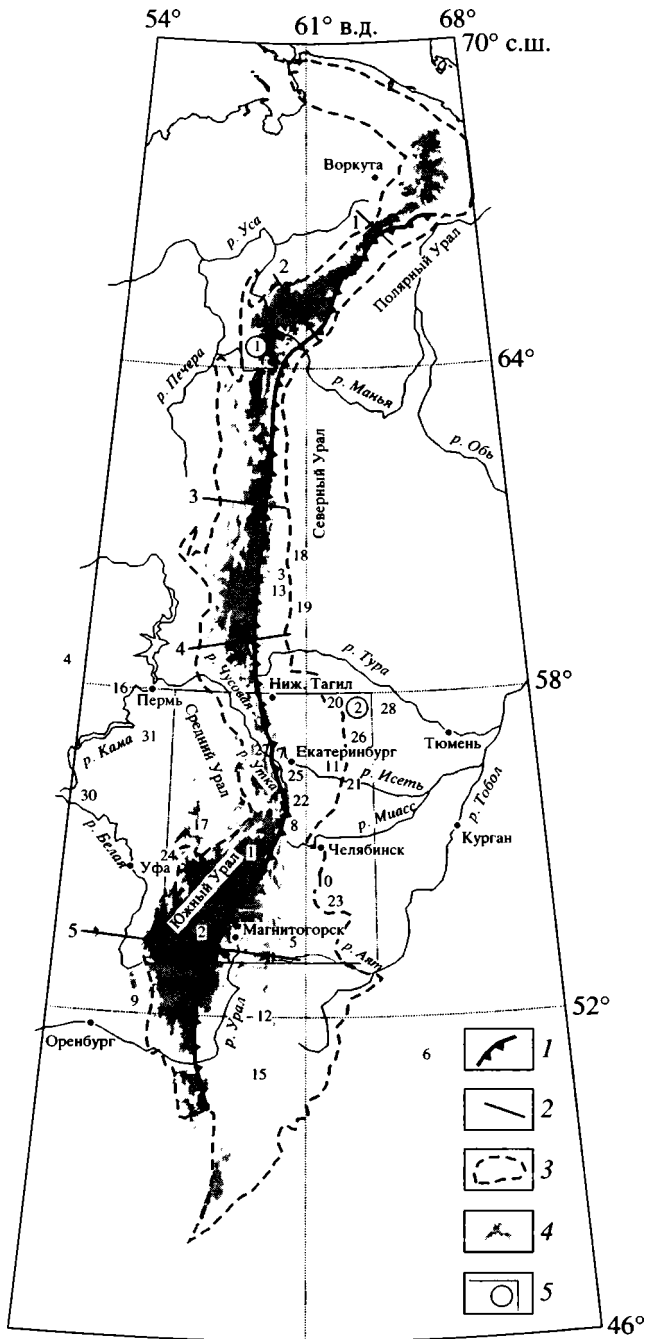


Рис. 1. Схема соотношения современного горного сооружения Урала и структур Уральского складчатого пояса.

1 – Главный Уральский разлом; 2 – линии профилей, показанных на рисунке 2; 3 – контуры складчатого сооружения палеозойского Урала; 4 – современное горное сооружение Урала с отметками выше 400–500 м; 5 – участки проведения полевых работ (цифры в кружках 1, 2).

Цифрами на рисунке обозначены: 1 – Зилаирское плато, 2 – хр. Уралтау, 3 – Северо-Ивдельская впадина, 4 – Волго-Уральское и 5 – Белорецк-Кустанайское поднятия, 6 – Тургайский прогиб, 7 – Исеть-Чусовская зона, 8 – Кыштымская и 9 – Сакмаро-Бельская впадины, 10 – Челябинский угольный бассейн, 11 – Егоришно-Каменский, 12 – Полтаво-Брединский и 13 – Серовский угленосные районы, 14 – Маньинское и 15 – Домбровское месторождения углей, 16 – Камская угленосная площадь, 17 – Уфимское плато; поселки: 18 – Ивдель, 25 – Полевской; города: 19 – Серов, 20 – Алапаевск, 21 – Каменск-Уральский, 22 – Кыштым, 23 – Троицк, 24 – Аша, 26 – Камышлов, 27 – Североуртинск, 28 – Ирбит, 29 – Альметьевск, 30 – Нефтекамск, 31 – Оса.

Среднем Урале до широты Нижнего Тагила. Та же тенденция к погружению в восточном направлении обнаруживается при сопоставлении современного залегания континентальных, в основном аллювиальных юрских и нижнемеловых отложений. Их абсолютная высота уменьшается от 550 м в верховьях р. Урал и 400 м на Уральско-Тобольском водоразделе до 200 м вблизи долины р. Тобол. При этом относительные высоты над современными врезами уменьшаются с запада на восток от 70–80 м в верховьях р. Урал до отрицательных отметок в долине р. Тобол. Все эти данные указывают на воздымание новейшего орогена Урала над прогибающейся Западно-Сибирской плитой [11].

Восточная граница новейшего орогена Урала на значительном протяжении выражена зоной Восточно-Уральского разлома, по которому, как это видно в ряде мест, палеозойские образования взброшены над морскими эоценовыми отложениями Западной Сибири [11, 20], отсутствующими на Урале. Амплитуда вертикального смещения достигает 100–200 м около г. Серова и 40–80 м южнее пос. Ивдель [11]. По Серовского разлому выявлено и смещение нижнечетвертичных отложений на 17–25 м [12, 27]. Разломный характер границы Урала и Зауральского плато ярко выражен в районе Алапаевска и Каменска-Уральского, Кыштыма и Челябинска, а также южнее Троицка. Четвертичная активность ветвей разлома подчеркивается тектоническими уступами рельефа с каньонообразными участками русел рек, обилием источников подземных вод, иногда теплых, местами радиоактивных [11].

Структурный анализ рельефа показывает, что в поперечных сечениях современный Урал представляет собой пологое поднятие, маркируемое вершинной доорогенной поверхностью выравнивания (рис. 1, 2). В суждениях о форме этого поднятия, морфологии и возрасте деформированной поверхности между исследователями существуют расхождения. Д.В. Борисевич [5, 6] выделяет в качестве реликтов ранней, среднетриасовой, стадии ее формирования фрагменты поверхности выравнивания, сохранившейся на вершинах остан-

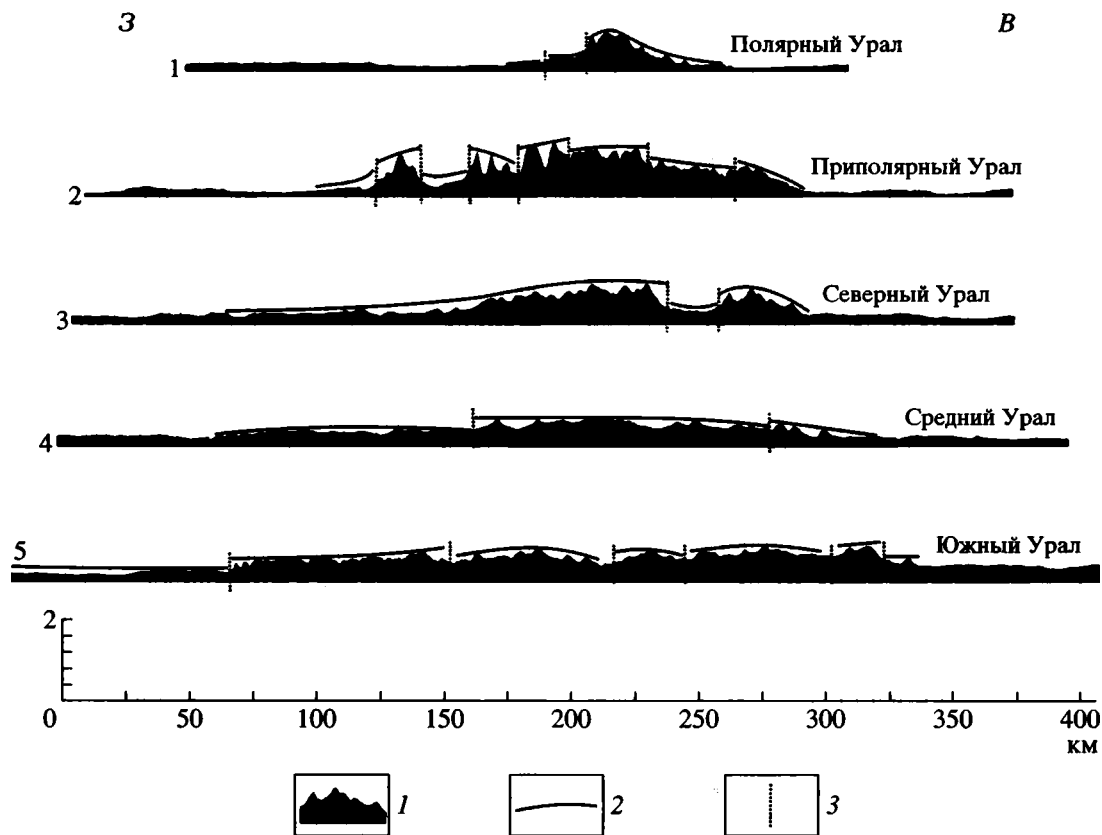


Рис. 2. Профили деформаций вершинной (неоген-четвертичной) поверхности Урала. Расположение профилей см. на рис. 1.

1 – рельеф поверхности Земли; 2 – линия вершинной поверхности рельефа; 3 – предполагаемые зоны разломов, нарушающих положение вершинной поверхности.

цовых гор на высотах 500–600 м на Среднем Урале и 850–900 м на Южном и Полярном Урале. Однако другие исследователи полагают, что столь древний рельеф едва ли сохранился на Урале в незахороненном состоянии и рассматривают эти фрагменты как результат воздымания новейших блоков или локальных складок основания. С достаточной уверенностью эти исследователи [7, 11, 21, 32] говорят об обширном пенеплене, развивавшемся лишь с мелового периода или, самое раннее, конца юры. Приводимые ниже данные и соображения о характере раннемезозойского рельефа свидетельствуют в пользу второй точки зрения.

По мнению большинства исследователей, важнейшую роль в формировании новейшего орогена Урала сыграла олигоценая тектоническая активизация. Д.В. Борисевич [5, 6] представляет новейший ороген как удлиненное сводовое поднятие, нарушенное разломами преимущественно сбросового типа; его развитие явилось лишь усилением ранее наметившихся тенденций. В частности, восточный склон Урала приобрел в миоцене дополнительный наклон в сторону За-

падно-Сибирской плиты амплитудой в 200 м. Однако другие исследователи придают олигоценовой активизации большее значение, приводя доказательства формирования молодых складок основания и активизации подвижек по субмеридиональным разломам [11, 21, 26, 32]. По нашему мнению, складки основания, выраженные изгибами поверхностей выравнивания, характерны для высоко поднятых частей Урала: севера его северного сегмента и Полярного Урала. В более южных районах выявлены приразломные молодые пологие изгибы поверхности палеозойского основания. Одна из таких складок наблюдалась нами возле пос. Ивдель вблизи Восточно-Уральского разлома. Далее к югу над уровнем послелюрской поверхности возвышаются на 200–250 м линейные гряды, в общем субмеридиональные, но образующие полого выпуклые к западу дуги, которые также могут представлять собой новейшие складки основания. На Южном Урале описано современное выжимание палеозойских гранитных массивов [21, 28].

Подобные признаки дифференцированных новейших движений отмечены и в других струк-

турах Урала. Так, в Северо-Сосьвинском буровом бассейне по Восточно-Уральскому разлому амплитуды вертикальных смещений составили за поздний олигоцен–миоцен 100–150 м. Врез позднеплейстоцен–голоценовых антицидентных каньонов речных долин в надразломный уступ на границе с Серово-Ивдельской впадиной достигает 50–80 м [12, 27]. Вблизи разлома плейстоценовые ледниковые отложения смяты [9], а в Волчанской впадине на раннемезозойской угленосной толще залегает обвальное оползневая линза бесструктурных пород, обрушенных с западного борта [8]. Такие же признаки современной тектонической активности наблюдаются на западном склоне Южного Урала южнее г. Аша, в зоне разлома, отделяющего Урал от Предуральского прогиба. Активизация древних разломов отмечена на Полярном Урале в верховьях р. Мороя, где послеледниковые вертикальные подвижки достигают 30–50 м. Выявлены они и по другим разломам Полярного и Приполярного Урала [30]. Возможно, столь высокие амплитуды послеледниковых вертикальных смещений возникли здесь без участия гляциоизостазии.

Итак, современное горное сооружение Урала представляет собой линейное поднятие, осложненное продольными разломами и местами сопряженными с ними складками основания. Эти структурные формы начали развиваться не позже конца мезозоя. Их развитие резко активизировалось в олигоцене и продолжается до сих пор.

Особое место в новейшей структуре занимает поперечная глубинная флексурная, выраженная различиями гипсометрических высот и относительного положения коррелируемых уровней рельефа на Среднем и Южном Урале. Западнее Урала поперечной флексурной зоне отвечает северный фланг Волго-Уральского поднятия, характеризующийся аналогичным Уралу изменением высот коррелируемых уровней рельефа [6, 7]. Восточнее Урала флексурной зоне соответствует северный фланг Белорецко-Кустанайского поднятия, которое отделяет погруженную часть Западно-Сибирской плиты от Тургайского прогиба. Северный склон этого поднятия отчетливо фиксируется изменением с севера на юг высотного положения подошвы морских эоценовых отложений от 165–170 м в бассейне р. Туры до 246 м на р. Исеть близ пос. Маминский, 300–330 м в Миасском районе и 340 м в бассейне р. Аят на юге Зауральского плато [11]. На Урале к поперечной зоне приурочены четвертичные нарушения широтного и северо-западного простираний, например, Исеть-Чусовская зона на широте пос. Полевской–г. Камышлов. Она образована системой локальных впадин, сопряженных с молодыми уступами. Одна из них – Кыштымская впадина, заполненная озером глубиной до 25 м. На западном склоне выделена зона северо-западного прости-

рания возле г. Североуртинск с признаками левого сдвига позднеплейстоценовых террас р. Утка.

Новейшая активность разломов Урала проявляется и в приуроченности к ним геохимических аномалий. Будучи зонами повышенной трещиноватости, эти разломы характеризуются не только насыщенностью метеорными водами, но и притоком ювенильных вод, газов, а в некоторых случаях, как в Челябинском угольном бассейне, также углеводородов [8, 18]. В водах обнаружено повышенное содержание брома. Из 70 разведочных скважин Челябинского бассейна, в которых обнаружены нефтегазопроявления, 7 скважин северной части прогиба приурочены к продольным разломам его западного борта, 12 скважин – к зоне Восточно-Камышенского разлома, ограничивающего рамповый горст в центре прогиба, и 20 скважин – к зоне Восточного разлома [8]. Динамический эффект подвижек по новейшим разломам проявился в изменчивости углей позднепалеозойских и мезозойских бассейнов восточного склона Урала. Для них характерен широкий диапазон марочного состава углей и различная степень преобразования органического вещества при сходных условиях осадконакопления, причем наибольшей интенсивности (до появления коксующихся разностей), такие преобразования достигают в зонах унаследованно развивавшихся и активизированных в новейшее время разломов [15].

Согласно результатам тектоно-физического моделирования, наличие поровых вод в раздробленной горной породе зоны разлома повышает способность к относительному перемещению блоков в 3–10 раз по сравнению с монолитной породой. Как показал опыт Коркинского разреза Челябинского бассейна, этому эффекту способствует изменение динамических напряжений при увеличении вскрышных работ и глубины карьера, что в сочетании с обводненностью привело к образованию систем листрических сбросов, субпараллельных бортам горной выработки и зонам активизированных разломов, по которым в зоне Западного разлома произошло оползание надугольной толщи западного борта карьера по эоценовому опоковому водоупору, а в зоне Восточного разлома – к оползанию и разрушению здания магазина в пос. Роза, расположенного в полукилометре от восточного борта выработки. Кроме того, нами наблюдались зарождающиеся трещины оползневого отрыва в тыловых присклоновых частях технологических уступов восточного борта карьера, формирование которых усиливается сбросом промышленных вод. В г. Магнитогорске зарегистрировано современное выдавливание по активизированным разломам клиновидного блока гранитоидного массива, слагающего наиболее высокую сохранившуюся часть горы Магнитной по соседству с переуглубленным железорудным карьером, что приводит к постоянно

возобновляющемуся разрушению здания Дворца культуры [18, 28].

О продолжающихся тектонических движениях свидетельствуют данные повторного нивелирования. На линии Уфа–Миасс за 25 лет (1911–1939 гг.) суммарное превышение составило +111 мм, т.е. +4.5 мм/год. Средний градиент для Предуральского прогиба составил +1.4 мм/год на 100 км профиля, для Уфимского плато – +2.7 мм/год и для горного Урала – +2.3 мм/год. На Южном Урале и в Зауралье эти градиенты еще выше – до +6.5 мм/год. Железнодорожные станции Свердловск и Челябинск, расположенные вблизи зон разломов (как и станция Пермь-2) испытывают опускание относительно осевой части Урала со скоростью –4.5 мм/год. Анализ данных повторного нивелирования по профилям Екатеринбург–Тюмень и Челябинск–Курган показывает поднятие участков, расположенных над сводами палеозойских антиформ Урала по отношению к смежным синформам со скоростями от 2–5 до 10–14 мм/год; аналогичное соответствие отмечается для Артинской антиклинали Предуралья и широтного участка долины р. Урал [23, 24]. Не обсуждая здесь причин существенного превышения современных вертикальных движений над средними скоростями неотектонического воздымания, обратим внимание на унаследованность их направленности.

ПРОБЛЕМА УНАСЛЕДОВАННОСТИ НОВЕЙШЕГО ОРОГЕНА УРАЛА

Общепринято, что в конце палеозоя Урал представлял собой коллизионный ороген. По мнению С.С. Шульца [32], он окончательно оформился в артинский век в виде субмеридионального горного пояса с альпийским рельефом и высотами не менее 3500 м. Перед фронтом пояса сформировался предгорный прогиб, заполненный верхней красноцветной молассой пермского возраста, а на севере и на юге – и сероцветной субаквальной (морской и аллювиально-пролювиальной) молассой триаса–юры [9]. Орогенный режим и, следовательно, конэрозионный горный рельеф, постепенно деградируя, сохранялись и в начале мезозоя [17, 32].

Обсуждая степень унаследованности новейшего орогена от позднепалеозойско-раннемезозойского, следует сразу отметить, что новейшее горное сооружение охватывает лишь ту часть позднегерцинского орогена, которая оказалась надвинутой на кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы и сейчас ограничена Восточно-Уральским разломом [33]. Более восточные зоны древнего орогена погребены под чехлом Западно-Сибирской плиты или, на юге, обнажаются в виде всхолмленной равнины. Поэтому проблема унаследованности, как структурной, так и ди-

намической, обсуждается здесь лишь применительно к западной части древнего орогена, вошедшей в состав новейшего горного сооружения. Для этого рассматриваются соотношения палеозойских, раннемезозойских, позднепалеозойско-раннекайнозойских и олигоцен-четвертичных (новейших) структур.

О рельефе раннего мезозоя косвенно можно судить по составу и строению комплексов угленосных отложений, вскрытых в нескольких угольных бассейнах [8, 18] на восточном склоне Урала, а также по интенсивной деформированности и метаморфизму отложений перми–триаса Печорского угольного бассейна [8, 9] и Сакмаро-Бельской впадины Предуральского (позднепалеозойско-раннемезозойского) предгорного прогиба. Самые древние промышленные угленосные отложения Урала относятся к раннеорогенной стадии его позднепалеозойского развития и имеют раннекаменноугольный возраст. Они известны как на восточном (Маньинское проявление, Егорцино-Каменский и Полтаво-Брединский районы, Домбаровское месторождение), так и на западном (Кизеловский бассейн) склонах Урала. На сопредельных территориях выделяются Камская угленосная площадь, содержащая угли раннекаменноугольного и позднепермского возраста, и Печорский бассейн с ранне- и позднепермскими углями. Интенсивное угленакпление возобновилось на восточном склоне Урала в позднем триасе и юре (рэт–лейас), а в Орском бассейне – в средней юре [8], нередко наследуя зоны позднепалеозойского угленакпления – узкие межгорные, вероятно, приразломные впадины. Образовался обширный Северо-Сосьвинский бассейн, тогда как в Серовском бассейне Волчанское и Богуславское месторождения выполняют наложенные на палеозойские прогибы мульды [8, 11]. Раннемезозойские приразломные впадины Среднезауральского бассейна смещены на несколько километров к востоку от палеозойских угленосных впадин. Челябинский угленосный бассейн расположен на северном продолжении Полтаво-Брединского раннекаменноугольного бассейна, а в Орской депрессии раннемезозойские угленосные впадины находятся на южном продолжении палеозойских.

Для позднепалеозойских и мезозойских впадин отмечены следующие общие закономерности угленакпления. Мощные угленосные толщи формировались в узких протяженных прогибах шириной не более нескольких километров. В относительно широких (до 15–20 км) палеобассейнах встречаются лишь тонкие угольные пласты среди терригенных и вулканогенно-осадочных пород. В позднем палеозое и раннем мезозое проявлялась эпизодическая, а местами и интенсивная вулканическая деятельность с излиянием лав преимущественно базальтового состава, близкого к траппам, но иногда и более кислых – до дацитов и

риолитов [9, 17]. При ее активизации в угольных разрезах начинал преобладать вулканогенный материал, а при затухании – терригенный. Позднепалеозойские и раннемезозойские (до середины юры включительно) тектонические движения приводили к обрушения бортов впадин и формирования олистостромов, олистоплаков, постэрозийных и гравитационных покровов. Это указывает на значительную крутизну склонов впадин, вероятно, ограничивавшихся разломами. На восточном борту Сосьвинско-Салехардского бассейна Зауралья на юрскую угленосную толщу надвинуты девонские эффузивы [8, 9]. В целом, разрезы впадин свидетельствуют о достаточно высокой тектонической активности и наличии в раннем мезозое расчлененного рельефа, но не о его пенепленизации. Последняя, по-видимому, началась позднее и сопровождалась образованием кор выветривания латеритного типа [6, 11]. При этом уже в меловое время обозначились или сохранились от постпалеозойского рельефа линейные возвышенности над долинами пенеплена, позднее ставшие горными хребтами [6, 7, 11, 21].

Активизированные в олигоцене разломы Урала, преимущественно продольные, как правило, унаследованы от позднего палеозоя. Это отчетливо видно на примере Коркинского месторождения Челябинского поздне триасово-юрского угольного бассейна. Его структура, вскрытая углеразрезом (карьером), неоднократно описывалась (см., например, [8]). Поэтому здесь обратим внимание лишь на особенности, существенные для обсуждаемой проблемы. Коркинское месторождение расположено непосредственно к востоку от зоны унаследованного от позднего палеозоя Восточно-Уральского разлома, по которому амплитуда позднеплейстоцен-голоценового тектонического уступа достигает в районе г. Челябинска 20–40 м. Деформации озерных террас к западу от Челябинска, между Восточно-Уральским разломом и Западной зоной разломов Челябинского грабена, фиксируют перекося поверхности голоценовых террас: их северо-западные участки испытывают подъем, а юго-восточные – опускание [7]. В современной структуре район месторождения представляет рамповую впадину, осложненную складчатостью. Выделяются три зоны разломов: Западного шириной не менее 300 м, Центрального и слабее выраженного в структуре месторождения Восточного. По данным разведочного бурения, по зоне Западного разлома угленосный разрез ступенчато опущен на величину до 400 м. Здесь же девонские эффузивы надвинуты на угленосную толщу (пласт 2 нижний), причем в основании (зоне тектонического контакта) эффузивы сильно каолинизированы, а окружающие их породы, в основном песчаники, содержат много пирита и марказита, которые местами образуют пленку на зеркалах тектонического скольжения. Возмож-

но, каолинизированные и дезинтегрированные породы представляют собой реликт меловой коры выветривания, по которой происходило надвижение. Подобные эффузивы и гранитоиды обнаружены в той же зоне на северо-западном борту карьера в виде линз тектонического меланжа. Расстояние между этими разобщенными экзотическими глыбами палеозойских пород не менее двух километров, что вместе с тектонической штриховкой на вертикальных сместителях разломов, образующих зону меланжа, позволяет предположить значительную левосдвиговую компоненту перемещения по всей зоне Западного разлома. Дислокации вдоль оси Центральной антиклинали и на ее западном крыле, ранее считавшиеся дипировыми [8], являются, по нашему мнению, приразломными и характеризуются нагнетанием пластичных пород – углей и глин – в замки складок (рис. 3). В замках складок отмечается наибольшая мощность угольных пластов, что позволяет характеризовать складчатость как “структуру истечения”, по определению Ж. Гогеля, или пластического течения горных пород, возникающую в многослойных толщах пород с разной степенью компетентности при их тектоническом перемещении. В предмеловое время замок Центральной антиклинали был эродирован, позднее перекрыт глауконитовыми песками верхнего мела, на которые с размывом ложатся палеогеновые опоки. Они сводообразно изогнуты, причем их мощность меняется от 40 м в западном крыле до 10 м на своде. Согласно С.С. Шульцу [32], продолжение роста складки в новейшее время фиксируется не только деформацией слоя опок, но и небольшим изгибом земной поверхности. По нашим данным, опоки деформированы и в зоне Восточного разлома Коркинского карьера. Таким образом, накопление раннемезозойских угленосных толщ в Коркинском месторождении, как и во всем Челябинском бассейне, происходило в узком прогибе, унаследованном от зоны нарушений (межгорной депрессии?) позднепалеозойского коллизийного пояса. Позднее прогиб оформился в рамповый грабен с признаками надвижения (по меньшей мере, на западном борту) и приразломной складчатостью. Движения по разломам и рост Центральной антиклинали продолжались в новейшее время.

Итак, многие разломы и, по крайней мере, некоторые поднятия и прогибы новейшего орогена Урала унаследованы от аналогичных структур раннего мезозоя, которые, в свою очередь, наследуют позднепалеозойские орогенные структуры. Признаки унаследованного развития демонстрирует и упоминавшаяся поперечная флексурная зона, обуславливающая превышение Южного Урала над Средним и продолжающаяся на северные склоны Волго-Уральского и Белорецко-Кустанайского поднятий. Новейшие движения по ней

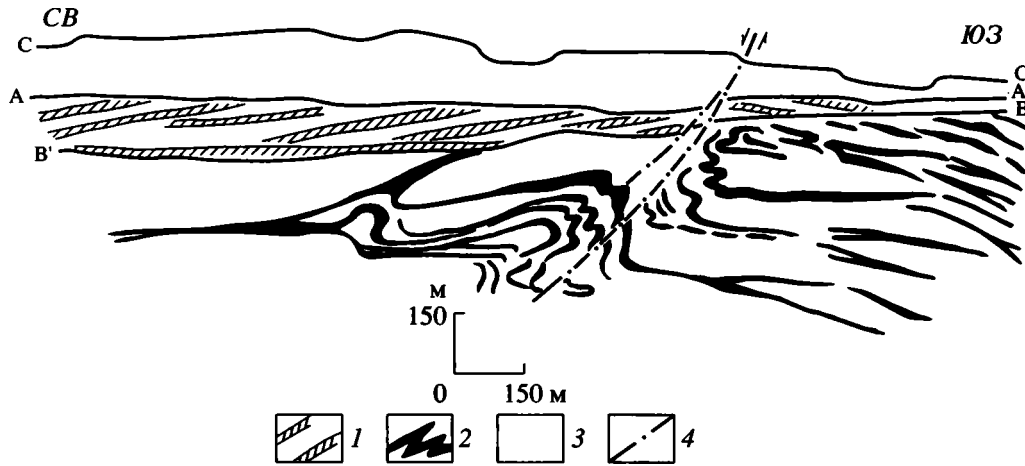


Рис. 3. Детали разреза Коркинского карьера.

Видна деформация слоя эоценовых опок над ядром антиклинали, сложенной угленосной толщей (полевые зарисовки С.Ф.Скобелева).

1 – горизонт опок (эоцен?); 2 – пласты углей; 3 – “пустая” порода отвала и безугольные пласты; 4 – положение сместителей Западного разлома и направление смещения; А-А’ – уровень поверхности (кровля опок); В-В’ – подошва опок; С-С’ – поверхность отвала пустой породы горной выработки.

несомненны. Вместе с тем относительное воздымание Волго-Уральского поднятия фиксируется в палеозойских отложениях, когда оно представляло собой краевую структуру Восточно-Европейской платформы на ее пассивной восточной окраине. Лишь в позднем палеозое поднятие было обособлено от края платформы, вовлеченного в ороген, редуцированным продолжением Предуральского передового прогиба. Вероятно, уже тогда или в начале мезозоя поперечное поднятие и флексурная зона на его северном фланге распространились в Зауралье. Природа этой флексурной зоны неясна. Можно допустить, что в позднем кайнозое она развивалась как своеобразная Альпийско-Гималайского коллизионного пояса.

Такие структурные элементы новейшего орогена как взбросы и складки основания, указывают на их формирование в условиях поперечного сжатия. То же характерно и для структур позднепалеозойского орогена Урала. Однако динамическая обстановка раннего мезозоя не столь однозначна. По мнению Е.Е. Милановского [17], на этом этапе чередовались эпохи растяжения и рифтогенеза с фазами поперечного сжатия. Первая из таких эпох началась в конце палеозоя – начале мезозоя и проявилась ранне-среднетриасовой вспышкой вулканизма [9–11, 17, 18], сменившейся в позднем триасе развитием угленосных грабенообразных прогибов. Фаза сжатия на рубеже триаса и юры превратила эти прогибы в ramпы. В юрское время вновь имели место растяжение и прогибание. Они сменились фазой сжатия конца юры, предшествовавшей ослаблению движений и формированию позднемезозойско-ран-

некайнозойского пенеплена. Справедливость изложенной концепции проверить трудно, поскольку первичная форма угленосных бассейнов раннего мезозоя искажена в упомянутые фазы диастрофизма. Но как бы то ни было, в эти фазы проявлялись (или возобновлялись) те же условия поперечного сжатия, что характеризовали развитие позднепалеозойского и новейшего орогена, и в этом смысле можно говорить о сквозной, хотя и прерывавшейся время от времени, динамической тенденции орогенеза.

ХАРАКТЕР ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПО НОВЕЙШИМ РАЗЛОМАМ УРАЛА

Выше были приведены убедительные свидетельства новейших (олигоцен-четвертичных и даже позднечетвертичных) вертикальных смещений по продольным разломам Урала. Гораздо меньше данных о наклоне новейших разломов, т.е. сбросовой или взбросо-надвиговой природе этих смещений. В тех случаях, когда такие данные удалось получить, как в Коркинском разрезе, они скорее указывают на взброс, чем сброс, т.е. на развитие новейших разломов в условиях поперечного сжатия. Однако высказывались соображения и о формировании новейшей и в целом мезо-кайнозойской (с раннего триаса) структуры Урала в условиях растяжения [12]. Вместе с тем, характер зеркал скольжения в зоне Западного разлома Коркинского карьера свидетельствует о преобладании сдвиговой компоненты движений, которая предположительно превосходит вертикальную в 4–5 раз. И.С. Степанов [24] обосновывал существенно сдвиговые перемещения, левые,

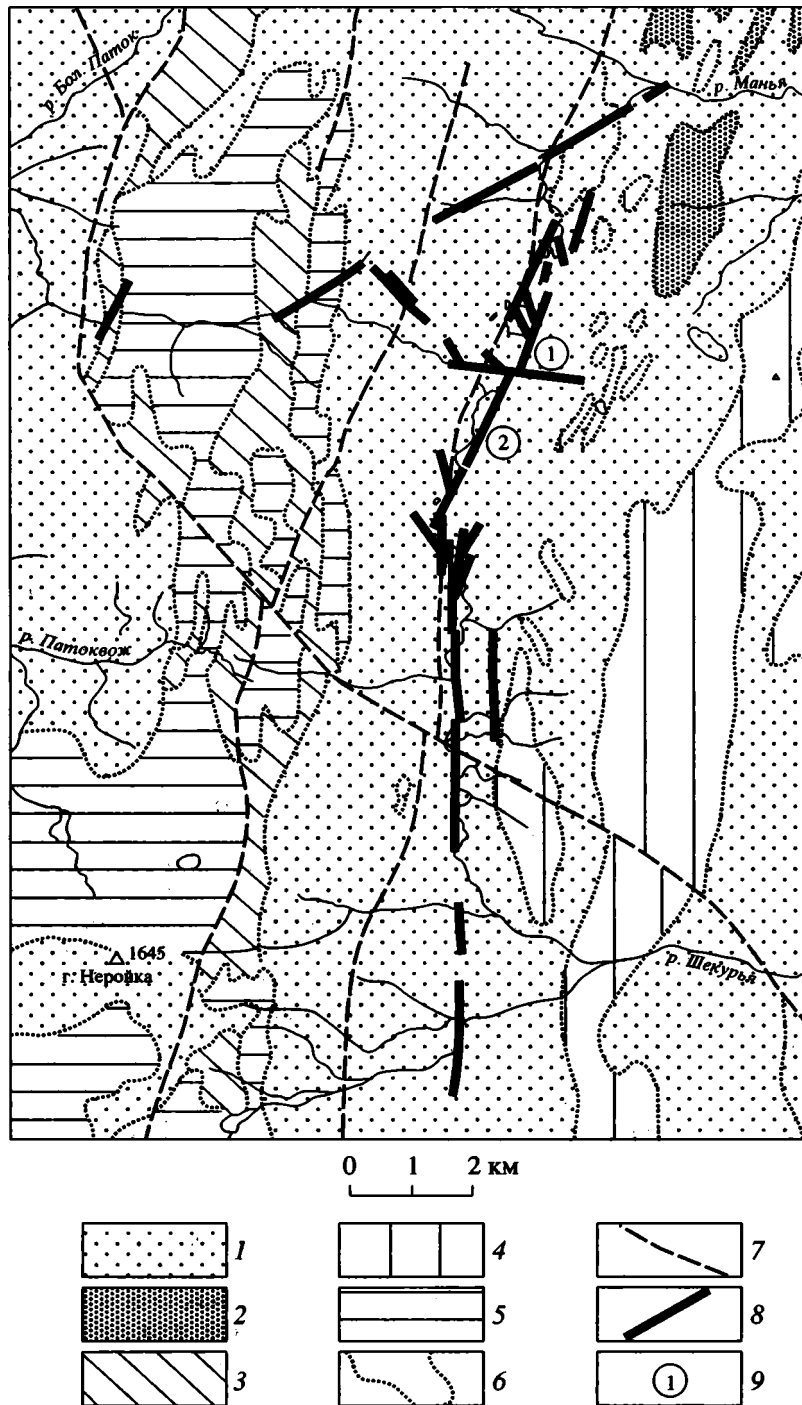


Рис. 4. Карта зоны новейших разломов верховьев рек Паток и Шукурья, Северный Урал (составили Н.Н. Говорова и Д.Г. Загубный).

1 – рифейские хлоритовые и слюдяные сланцы, кварциты; 2 – ордовикские конгломераты, песчаники, филлиты; 3 – вендско-кембрийские диориты; 4 – позднепротерозойские и 5 – раннепалеозойские гранитоиды; 6 – геологические границы; 7 – древние и 8 – новейшие и современные разломы; 9 – местоположение рис. 5 и 6 (цифры в кружках 2 и 1 соответственно).

реже правые, по новейшим продольным разломам западного склона стыка Среднего и Северного Урала (бассейны рек Косьва, Усьва и Вильва) резкими изгибами пересекаемых разломами речных долин.

Разнообразие и, главное, явная недостаточность имевшихся данных побудила нас выполнить в 1997–1999 гг. специальное полевое изучение морфологии и кинематики новейших разло-

мов. Работы были сосредоточены на двух участках: на крайнем севере Северного Урала (на его западном склоне и в приводораздельной части) и на стыке Среднего и Южного Урала (преимущественно на восточных склонах).

На северном участке, изучавшемся в 1998–1999 гг. Н.Н. Говоровой и Д.Г. Загубным, обнаружена и закартирована субмеридиональная зона новейших разломов (рис. 4), протягивающаяся на 27 км от верховьев р. Манья через верховья р. Паток в верхнее течение р. Щекурья и к восточным подножьям горы Неройка (абс. выс. 1645.3 м). Возможно, разлом продолжается и дальше на юг вдоль верхнего течения р. Щугор еще на несколько десятков километров. В изученной части вдоль разлома расположена цепочка озер, а южнее долина р. Щекурья. Нередко берега озер имеют прямолинейные очертания, будучи ограничены уступами основных или оперяющих разломов. Восточнее оз. Порта-Тур одно из основных нарушений образует ступень в поверхности позднечетвертичной морены; на 2–2.5 м поднято восточное крыло (рис. 5). Восточнее оз. Паток наблюдается несколько уступов. Один из них образует восточный край озера, а два других нарушают поверхность позднеледниковых флювиогляциальных отложений. Восточные крылья подняты примерно на 2 м на каждом уступе. При этом поверхность отложений приобрела наклон от озера на восток (к хребту Саленер), из-за чего западные крылья разломов оказались заболоченными (рис. 6). Такой наклон приразломной поверхности характерен для взбросов. Показательно, что тот же структурный мотив повторяется в рельефе хребта Саленер: наибольшие высоты (до 1200 м) примыкают к его западному краю, а восточный склон представляет собой наклоненную под углами до 7–10° поверхность выравнивания, выработанную на разнообразных по составу и по-разному деформированных коренных породах.

Вместе с тем, в долине р. Паток позднеплейстоценовая морена смещена по разлому влево на 15 м. Подобные левые смещения мелких водотоков обнаружены южнее Малого Патоцкого озера и в верховьях р. Щекурья; характерные амплитуды сдвиговых смещений – 21–23 м. Очевидно, что амплитуда сдвига превосходит одновозрастную ей амплитуду вертикальных (взбросовых?) смещений в несколько раз.

Западнее основной зоны разломов выявлено молодое нарушение северо-восточного простирания, протягивающееся вдоль ручья Весенний (правый приток Патока) и, вероятно, продолжающееся вдоль р. Озерная на расстояние не менее 13 км. Разлом смещает влево на 18–20 м долину р. Паток. На ее левом берегу на поверхности позднеплейстоценовой морены он выражен уступом высотой 1–1.5 м с поднятым северо-запад-

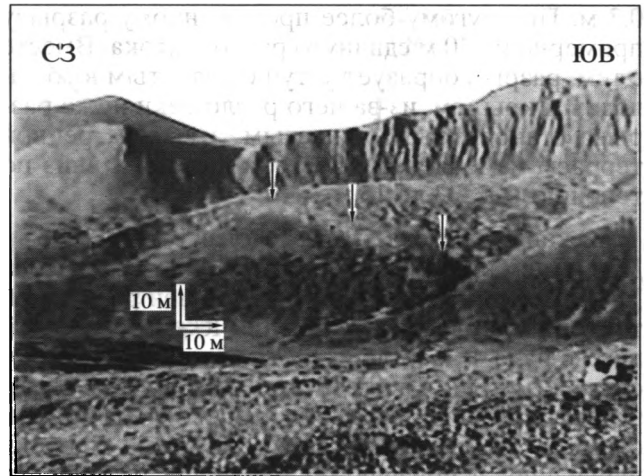


Рис. 5. Тектонический уступ поверхности позднечетвертичной морены восточнее оз. Порта-Тур, Северный Урал. На 2–2.5 м поднято восточное крыло (фото Н.Н. Говоровой).

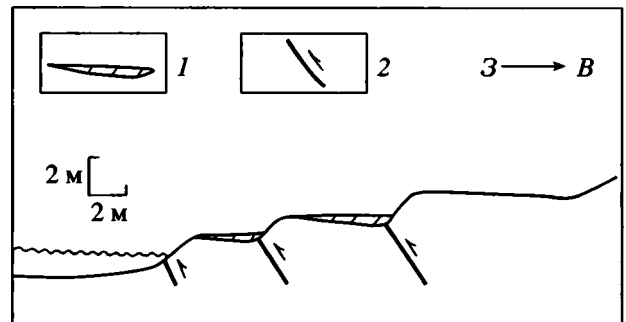


Рис. 6. Тектонические уступы и наклон поверхности позднечетвертичных флювиогляциальных отложений восточнее оз. Паток, Северный Урал (составила Н.Н. Говорова).

1 – позднечетвертичные флювиогляциальные отложения; 2 – новейшие разломы.

ным крылом. Направлению вертикальной составляющей смещений соответствует изменение русла Патока: выше разлома это относительно широкая (10–12 м) и мелководная (0.3–0.7 м) река, а ниже она сменяется узким (3–4 м) и глубоким (1–2 м) каньоном. Показательно, что и по этому разлому сдвиговая компонента смещений многократно превосходит вертикальную.

Между описанным нарушением и основной зоной разломов вдоль долины Патока протягивается несколько сопряженных нарушений северо-западного простирания. По ним выявлены правосдвиговые смещения русел при подчиненной вертикальной компоненте. Так, 2-километровый разрыв на правом (северном) склоне долины Патока смещает на 4.5–5 м русло небольшого ручья, образуя вместе с тем встречный уступ склона на

0.3 м. По другому более протяженному разрыву примерно на 30 м сдвинуто русло Патока. Вместе с тем, разрыв образует уступ с поднятым юго-западным крылом, из-за чего русло реки ниже разрыва становится порожистым, а высота речной террасы изменяется с востока на запад (вниз по течению) от 2–3 до 15 м.

Южный участок был исследован в 1997–1998 гг. Д.М. Бачмановым при участии А.А. Рассказова [3, 4]. Ими проведен анализ новейшей разломной тектоники области сочленения Южного и Среднего Урала к юго-востоку от Башкирского выступа Восточно-Европейской платформы. В результате дешифрирования топокарт и космоснимков выделены две главные системы нарушений с признаками новейшей активности (рис. 7). Первая имеет северо-северо-восточное (“южноуральское”) простирание и локализована в двух зонах. Западная зона служит границей горной области и наиболее выражена между г. Миасс и г. Вишневогорск. На юге она испытывает вращение с разворотом в юго-западном направлении, а на севере расщепляется на два пучка северо-восточного простирания. Восточная зона проходит через г. Челябинск, состоит из двух ветвей и имеет более выдержанное северо-северо-восточное простирание. На севере обе зоны этой системы сближаются и частично сливаются. Вторая система северо-западного направления состоит из трех зон. Северная проходит через г. Екатеринбург и г. Асбест и в западной части имеет тенденцию к развороту на север. Южная зона проходит через г. Белорецк и состоит из двух пучков. Средняя зона пересекает западную ветвь “южноуральской” системы севернее г. Миасс и восточнее распадается на серию субпараллельных нарушений. Две выделенные системы как бы очерчивают Башкирский выступ, простираясь параллельно его ограничениям. Вместе с тем, они частично пересекаются и продолжают, постепенно затухая, в мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты, находя слабое геоморфологическое выражение на его поверхности.

В процессе полевых работ и последующей обработки результатов наблюдений был использован комплекс методов установления кинематических параметров активизированных разломов: прямые геолого-геоморфологические наблюдения, структурная характеристика поверхностей разломов (их морфология, борозды на зеркалах скольжения, приразломные нарушения), статистический анализ приразломной трещиноватости, анализ структурного рисунка опережающих нарушений, изучение морфологии и структурного положения приразломных озерных котловин.

Прямые геолого-геоморфологические наблюдения дали ограниченные результаты из-за слабой расчлененности рельефа и плохой обнажен-

ности. В районе г. Асбест (см. участок *a* на рис. 7) разрывные нарушения северо-северо-восточного простирания проявлены в спрямленных элементах гидросети (р. Пышма) и береговой линии (Рефтинское и Белоярское водохранилища). Во всех случаях подняты восточные крылья разломных уступов. В зоне пересечения западной ветви “южноуральской” системы и средней ветви системы северо-западного простирания (между пос. Карабаш и пос. Кыштым) выявлены характерные уступы склонов антецедентных долин, спрямленные элементы гидросети, а также линейные аномалии растительности на предгорной равнине, связанные со спецификой водонасыщенности и гидрогеохимии активных разрывных зон. Северо-восточнее пос. Карабаш и северо-западнее пос. Кыштым горизонтальные искривления до 30 м поперечных грядовых форм рельефа на противоположных бортах антецедентных долин позволяют предполагать левосдвиговые перемещения по разрывам северо-западной ориентировки.

Выявленные в зонах некоторых разломов зеркала скольжения, опережающие трещины разного типа и редкие приразломные изгибы слоев показали существенную роль сдвиговых перемещений. Так, на северном борту Белорецкого известнякового карьера отпрепарирован активизированный субвертикальный (падение ЮЗ 85°) разлом, входящий в южную ветвь системы северо-западного простирания (см. на рис. 7). В зоне разлома представлены два типа крупных субпараллельных зеркал скольжения, соответствующие двум этапам деформации. Первый тип – это ожелезненные неровные поверхности с сочетанием признаков левосдвигового скольжения и отрыва, говорящего о растягивающей составляющей перемещения. Второй тип зеркал представляют свежие притертые поверхности с классическими признаками левого сдвига при небольшой взбросовой составляющей. Таким образом, в обоих случаях разлом был левым сдвигом, но в раннюю фазу активизации сдвиг сопровождался поперечным растяжением, а в позднюю фазу – поперечным сжатием. Это свидетельствует о некоторой перестройке поля неотектонических напряжений (разворот оси максимального сжатия против часовой стрелки с запад-северо-западного направления на запад-юго-западное) на фоне общего субширотного сжатия.

На нескольких выбранных участках производились массовые замеры наиболее свежей приразломной трещиноватости. Их статистическая обработка выявила на стереограммах плотности полюсов трещин так называемые “пояса трещиноватости”, связанные с последними перемещениями. Их интерпретация по методу В.Н. Даниловича [14] показала значительную сдвиговую составляющую перемещений по разломам при

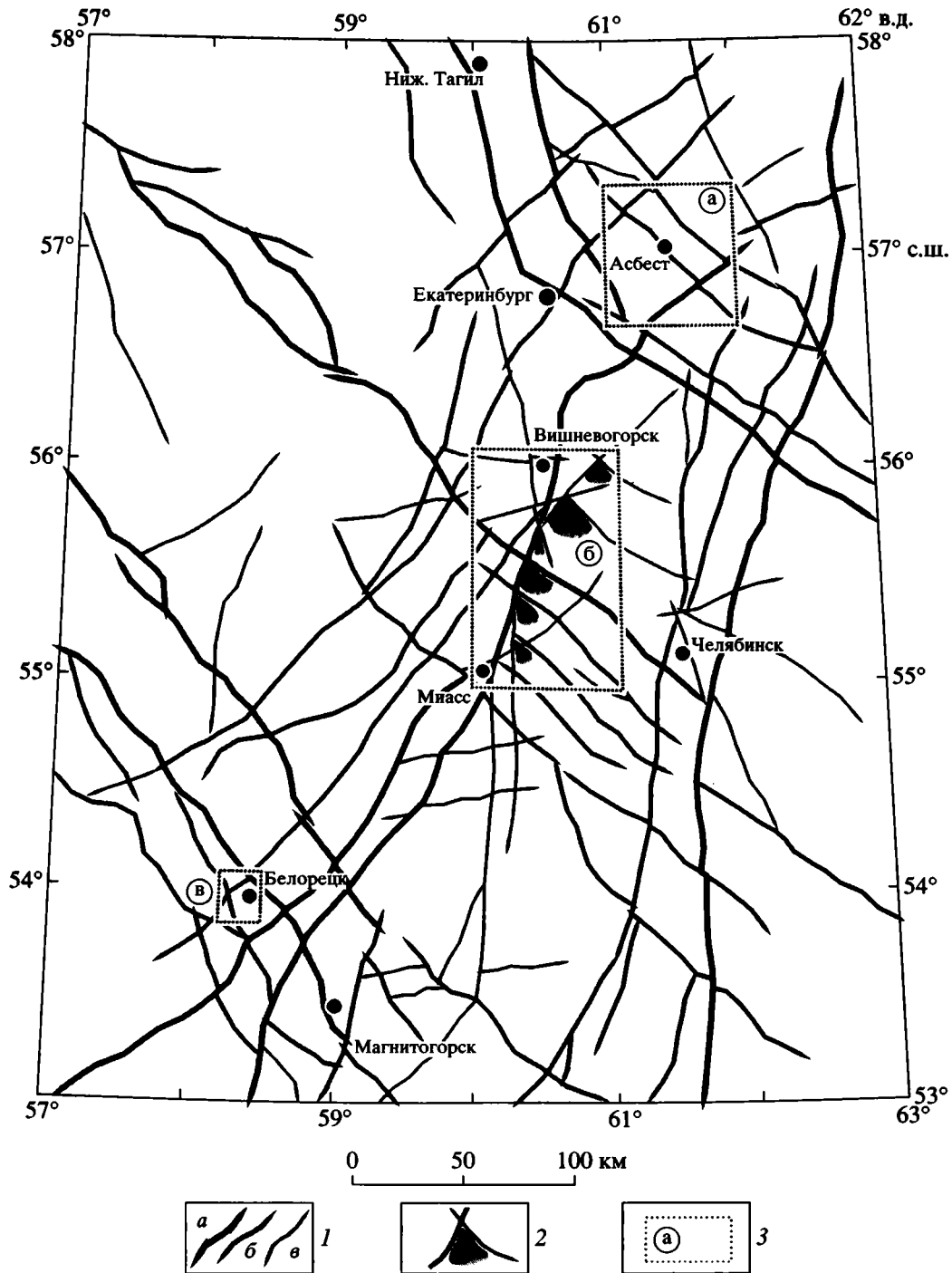


Рис. 7. Активизированные разломы восточного склона области сочленения Южного и Среднего Урала (составил Д.М. Бачманов).

1 – линеаменты с признаками неотектонической активности, интерпретируемые как активные разломы, проявленные: а – отчетливо, б – средне, в – слабо; 2 – клиновидные приразломные депрессии, заполненные озерами; 3 – участки детальных работ.

общем субширотном укорочении. Показательно, что выполненный по такой методике анализ трещиноватости подтвердил две вышеупомянутые фазы перемещений по разлому Белорецкого карьера.

Для уточнения кинематического типа выделенных систем новейших разломов использовался структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим [22], заключающийся в анализе распределения

мелких разрывов (мегатрещин), отдешифрированных по топокартам и фотоснимкам. Обнаружение характерного парагенеза мегатрещин в зоне предполагаемого сдвига позволяет оценить направление перемещений. Д.М. Бачманов дополнил метод компьютерным алгоритмом обработки дистанционных данных. Применение метода в районе г. Асбест подтвердило правый сдвиг по разломам “южноуральского” простирания и левый сдвиг по разломам северо-западной ориентировки. При этом метод позволил гипотетически оценить тип перемещений по разломам, скрытым под чехлом современных отложений, и, тем самым, экстраполировать выделенные активизированные зоны за пределы области прямых наблюдений.

Дополнительным признаком новейшей активизации двух выделенных систем сдвигов явилась закономерная приуроченность серии озер между г. Миасс и г. Вишневогорск к юго-восточным углам пересечений разломов, относящихся к этим системам (см. участок б на рис. 7). Все рассмотренные озера имеют характерную форму – заостренные северо-западные окончания и два спрямленных участка береговой линии, приуроченных к сопряженным разломам разных систем. По-видимому, эти клиновидные озерные депрессии связаны с секторами растяжения, возникающими между сопряженными сдвигами при субширотном сжатии [3, 4].

Высокая сходимость результатов, полученных разными методами, позволяет связать выделенные разломы в единую систему сопряженных сдвигов, правых северо-северо-восточного простирания и левых северо-западного простирания, активизированных на новейшем этапе в субширотном поле сжимающих напряжений. Сдвиги представляют собой неотектоническое восточное обрамление Башкирского выступа Восточно-Европейской платформы и позволяют рассматривать его в качестве своеобразного индентора, определяющего характер новейших движений региона. О его продолжающемся движении в восточном направлении и соответственно широтном укорочении смежной части Урала свидетельствуют данные повторных геодезических наблюдений [29].

Изученные активизированные разломы северо-восточного обрамления выступа (система северо-западного простирания) обнаруживают в северо-западной части тенденцию к повороту на север. Там они практически сливаются с субмеридиональными активизированными нарушениями стыка Среднего и Северного Урала, где вдоль некоторых разломов также обнаружены признаки молодых левосдвиговых смещений [24]. Эта субмеридиональная система новейших разломов прослежена с помощью космических снимков и

детальных топографических карт на север, где она сливается с вышеописанными левыми сдвигами Северного Урала. С другой стороны, правые сдвиги восточного склона Южного Урала (система северо-северо-восточного простирания) оказывается элементом эшелонированного ряда предполагаемых молодых разломов, выделенных при анализе космических снимков и топографических карт Кустанайского поднятия и Тургайского прогиба. Южными членами этого ряда являются разломы западной части и побережья Аральского моря, по которым наряду с очевидными сбросовыми смещениями предполагаются и правосдвиговые подвижки.

Особая роль Башкирского выступа в неотектонике Урала подчеркивается и распределением эпицентров землетрясений. Данные о сейсмичности Урала обобщали В.В. Попов и З.Г. Вейс-Ксенофонтова, Б.А. Петрушевский, А.Я. Левицкая и в последние годы И.В. Ананьин [2], выявившие с 1693 г. свыше 40 макросейсмически ощутимых землетрясений, среди них несколько пяти- и шестибалльных. В этом списке отмечены сейсмические события в области сочленения Урала и Тимана, близ Добрянского завода к северу от Перми, но основная часть землетрясений концентрируется на Башкирском выступе и его восточных обрамлениях: между окрестностями Нижнего Тагила на севере и Златоуста на юге. Именно здесь произошли наиболее сильные землетрясения 23 мая 1798 и 17 августа 1914 гг., когда падали заводские трубы, а ударные волны отмечались на территории до 400000 км² от г. Оса до Ирбита и от Серова до Троицка. Следует упомянуть и сейсмогенное образование в феврале 1961 г. в г. Камышлове трещины, которая срезала угол асфальтохранилища и протянулась в северо-восточном направлении на 300 м, поглотив несколько тысяч тонн асфальта [24]. К юго-западу от этой наиболее сейсмичной части Урала, на Волго-Уральском поднятии, имели место Альметьевское и Нефтегорское землетрясения [1].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многие морфологические черты новейшего орогена Урала унаследованы от позднепалеозойского коллизионного орогена, возникшего, когда на Урале и его восточном продолжении становление континентальной коры в основном завершилось. Орогенез коллизионного этапа начался не позднее раннего карбона, когда формировалась ранняя угленосная моласса зарождавшихся предгорного и межгорных прогибов, и достиг наиболее полного выражения в артинский век. В орогенезе оказались вовлечены не только палеозойды, но и край Восточно-Европейской платформы, на который происходило надвигание палеозойд. Постепенно деградируя, коллизионный ороген про-

должал развиваться, хотя, возможно, и с перерывами, приходившимися на эпохи растяжения, по крайней мере, до конца средней юры. При этом продолжалось надвигание Урала на предгорный прогиб, сформировавшийся на краю платформы [23], а межгорные прогибы приобрели черты рамповых грабенов с выявленными местами надвиганием бортов.

От позднепалеозойского орогена унаследованы новейшие разломы, тенденции воздымания антиформных и относительного опускания синформных структур и направление наибольшего сжатия, субширотного на Южном и Среднем Урале и, вероятно, запад-северо-запад – восток-юго-восточного на Северном и Полярном Урале. Сжатие новейшего орогена подтверждается не только структурными данными, но и тем, что в шахтах Среднего Урала измеренные напряжения превышают расчетные: вертикальные – в 1.5–4 раза, а горизонтальные – в 10–20 раз [25]. Таким образом, динамическая обстановка структурообразования на коллизионном и новейшем этапах оказалась сходной и определялась общим субширотным сжатием. Но его природа изменилась: новейший ороген связан с динамическим взаимодействием разнородных по строению и физическим свойствам Восточно-Европейского и Западно-Сибирского сегментов единой Евразийской плиты, возможно, несколько различающихся направлением и интенсивностью движений. В общих чертах унаследована и западная граница новейшего орогена, тогда как на востоке он оказался редуцированным и охватил лишь ту часть герцинид, которые были надвинуты на фундамент Восточно-Европейской платформы, т.е. где континентальная кора оказалась наиболее скученной и потому предрасположенной к изостатическому воздыманию. В связи с этим уместно вспомнить предположение В.К. Кучая [16] о том, что при консолидации литосферы внутренние напряжения в ранее существовавшем орогене сохраняются не реализованными и не релаксированными из-за возросшей прочности пород, но могут проявиться при последующей тектонической активизации, нарушающей их сплошность.

Важным результатом выполненных исследований явилось обоснование преобладания сдвиговых перемещений вдоль ряда продольных активизированных разломов Урала. На Южном Урале сдвиги правые, а на Среднем и Северном Урале левые. Преобладание сдвиговых перемещений может объяснить сравнительно небольшую гипсометрическую высоту новейшего орогена, в частности на Среднем Урале, где сдвиги представлены особенно широко. Здесь, на стыке Среднего и Южного Урала, правые и левые сдвиги обрамляют с востока Башкирский выступ, характеризуя его как индентор. Однако севернее выступа левые сдвиги отгибаются к северу и при-

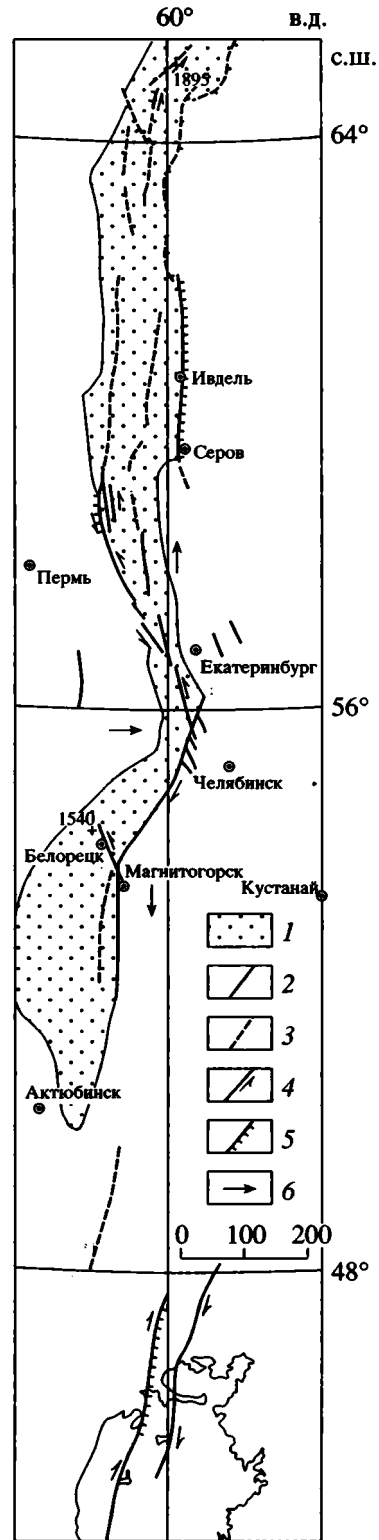


Рис. 8. Принципиальная схема новейшей структуры Урала (составил В.Г. Трифонов).

1 – новейший ороген; 2–5 – крупные новейшие разломы: 2 – достоверные, 3 – предполагаемые, 4 – сдвиги, 5 – взбросы, реже сбросы (штрихи направлены в сторону относительно опущенного крыла); 6 – направление неотектонического течения горных масс.

обретают генеральное для Урала субмеридиональное простирание, близкое к простиранию правых сдвигов на Южном Урале. Поскольку новейшие левые сдвиги территориально распространены шире, чем правые, можно допустить некоторое общее перемещение Западно-Сибирского сегмента Евразийской плиты к северу относительно Восточно-Европейского сегмента и рассматривать структурные особенности обрамления Башкирского выступа лишь как осложнение этой тенденции.

Однако близкое простирание левых и правых сдвигов на значительной части Урала дает основание предложить и другую модель, не исключаящую, а дополняющую первую и, возможно, преобладающую. Опасное сочетание разнотипных перемещений характерно для сдвигов сплющивания и выжимания, возникающих при разнонаправленном течении горных масс во фронте движущейся плиты [25]. По своему деформационному эффекту (укорочению в поперечном к фронту направлении) сдвиги сплющивания эквивалентны структурам сжатия складчато-надвигового типа, но в отличие от них сопровождаются удлинением не в вертикальном, а в горизонтальном, продольном к фронту деформаций направлении (рис. 8). По-видимому, в новейшей структуре Урала проявляются оба способа структурной реализации поперечного укорочения – и складчатый изгиб с продольными взбросами, и перемещения по продольным сдвигам сплющивания и выжимания, но последний преобладает. Это дает основание рассматривать новейший ороген Урала как содвиг в понимании Л.М. Расцветаева [19]. По нашему мнению, складчато-надвиговый способ реализации поперечного укорочения более характерен для пограничных зон между средами с близкими реологическими свойствами, тогда как сдвиговый тип деформаций (тектонического течения) развивается, когда свойства граничащих сред существенно различаются, что допускает более быстрое тектоническое течение одной из них по сравнению с другой. Преобладание новейших сдвигов оказалось в рассматриваемом случае возможным из-за существенно меньшей, по сравнению с литосферой Восточно-Европейской платформы, прочности и вязкости литосферы палеозойд Урала. Они “растекаются” в латеральном направлении быстрее консолидированной литосферы Восточной Европы, что и проявляется макроскопически в продольных сдвиговых перемещениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьин И.В.* Альметьевское и Нефтегорское землетрясения // *Землетрясения в СССР в 1986 году.* М.: Наука, 1989. С. 180-183.
2. *Ананьин И.В.* Сейсмоактивные зоны Восточно-Европейской платформы и Урала // *Комплексная оценка сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии.* Вып. 32. М.: Наука, 1991. С. 106-121.
3. *Бачманов Д.М., Рассказов А.А.* Новейшие разломы и геодинамика Южного и Среднего Урала // *Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты.* Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 46-48.
4. *Бачманов Д.М., Рассказов А.А.* Активность разрывных нарушений и некоторые черты геодинамики области сочленения Южного и Среднего Урала // *Геотектоника.* 2000. № 4. С. 25-31.
5. *Борисевич Д.В.* Неотектоника Урала // *Тектонические движения земной коры.* М.: Недра, 1967. С. 300-304.
6. *Борисевич Д.В.* Неотектоника Урала // *Геотектоника.* 1992. № 1. С. 57-67.
7. *Вербицкая Н.П.* Региональные особенности неотектоники Южного Урала // *Материалы по геологии Урала.* Тр. ЛГУ. Нов. сер. 1964. Т. 119. С. 133-161.
8. *Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР.* Т. 4. М.: Недра, 1967. 476 с.
9. *Геология СССР.* Т. 2. Ч. 1. М.: Недра, 1963. 1079 с.
10. *Геология СССР.* Т. 12. Ч. 1. М.: Недра, 1969. 721 с.
11. *Геология СССР.* Т. 12. Ч. 2. М.: Недра, 1969. 302 с.
12. *Глазырина Н.С., Топорков В.Я.* О четвертичной тектонике восточных районов Северного и Среднего Урала // *Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке.* М.: Наука, 1975. С. 68-72.
13. *Гогель Ж.* Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 432 с.
14. *Данилович В.Н.* Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными нарушениями. Иркутск: ИПИ, 1961. 47 с.
15. *Иванов К.С.* Современная структура Урала – результат послепалеозойского растяжения земной коры // *Геология и геофизика.* 1998. Т. 39. № 2. С. 204-210.
16. *Кучай В.К.* Современная динамика и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 208 с.
17. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.
18. *Рассказов А.А., Скобелев С.Ф., Стукалова И.Е.* Особенности влияния длительно развивавшихся разломов на формирование угольных месторождений (на примере восточного склона Урала) // *Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии.* М.: Наука, 1998. С. 60-72.
19. *Расцветаев Л.М., Федоров Т.О.* Тектоническая структура осевого пояса Урала: содвиговая модель // *Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты.* Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 106-108.
20. *Ренгартен В.П.* О молодых тектонических движениях на восточном склоне Урала // *Материалы по геоморфологии Урала.* Вып. 1. М.: Госгеолиздат, 1948. С. 25-32.
21. *Сваричевская З.А.* О некоторых вопросах геоморфологии Среднего и Южного Урала // *Материалы по*

- геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: БФ АН СССР, 1968. Сб. 2. С. 69–74.
22. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3–22.
 23. *Соборнов К.О., Савич А.И., Кнапп Д.Х.* Строение пояса надвигов Среднего Урала и прилегающих районов Предуралья по данным сейсморазведки // Докл. АН СССР. 1997. Т. 356. № 1. С. 86–90.
 24. *Степанов И.С.* К вопросу о характере новейших тектонических движений на западном склоне Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152. № 5. С. 1218–1226.
 25. *Трифонов В.Г.* Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 144–160.
 26. *Трифонов В.П.* Геолого-геоморфологические признаки современных тектонических движений на Урале и Зауралье // Современные движения земной коры. 1963. № 1. С. 304–308.
 27. *Трифонов В.П.* Тектоника голоцена и современные тектонические движения на Урале // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: БФ АН СССР, 1968. Сб. 2. С. 104–110.
 28. *Трифонов В.П., Влох Н.П., Алейников А.Л., Белавин О.В., Зубков А.В.* Явление выдавливания гранитных массивов на Урале // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179. № 1. С. 169–170.
 29. *Устинов С.Н., Костров В.А.* Определение скоростей и направленности современных горизонтальных деформаций земной поверхности на тестовых участках в различных тектонических зонах Урала // Проблемы геотехнологии и недроведения. Екатеринбург: ИГД УО РАН, 1998. Т. 1. С. 215–217.
 30. *Чижова Н.Г.* О новейшей тектонике Полярного Урала // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 304–310.
 31. *Чувашов Б.И.* Палеотектоника Уральского подвижного пояса и его обрамления в поздней перми // Докл. АН. 1999. Т. 369. № 3. С. 361–364.
 32. *Шульц С.С.* О новейшей тектонике Урала // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: БФ АН СССР, 1968. Сб. 2. С. 45–59.
 33. *Juhlin C., Friberg M., Echtler H.P., Hismatulin T., Rybalka A., Green A.G., Ansoorge J.* Crustal structure of the Middle Urals: Result from the (ESRU) Evroprobe seismic reflection profiling in the Urals experiments // Tectonics. 1998. Vol. 17. № 5. P. 710–727.

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

Neotectonics of the Urals (Problems and Solutions)

D. M. Bachmanov, N. N. Govorova, S. F. Skobelev, and V. G. Trifonov

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

Abstract—The recent linear Uralian orogen has the form, in its transverse section, of an arch locally broken by faults and complicated by basement folds. Having coincided with a segment of a Late Paleozoic collision orogenic belt which had been thrust over the basement of the East European Platform, it inherited from the latter not only the positions of activated faults and vertical displacement trends, but also a transverse compression regime responsible for its formation. The recent Uralian orogen is characterized by prevalent horizontal displacements along longitudinal faults. The latter are flattening and pinching strike-slip faults that originated along the boundary between the East European Platform and the Uralian Paleozoic orogenic belts owing to a great difference between the physical properties, and hence the tectonic flow, of their lithospheric rocks.

УДК 551.241.22(571.66)

МОДЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АККРЕЦИИ ОСТРОВОДУЖНЫХ ТЕРРЕЙНОВ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

© 2001 г. Д. В. Коваленко

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

Поступила в редакцию 03.12.98 г.

В статье проведен анализ геологических и палеомагнитных данных по Камчатке и югу Корякского нагорья. Показано, что в структуре Камчатки и юга Корякского нагорья выделяются тектонические зоны, различающиеся по геологическому строению и направлениям вращений в горизонтальной плоскости островодужных блоков, участвующих в структуре этих зон. Вращения против часовой стрелки островодужных толщ, обнажающихся в структурных зонах Камчатки и большинства структурных зон юга корякии, скорее всего, могут быть связаны с участием этих толщ в левосторонних сдвиговых перемещениях. Толщи Олюторского хребта на юге Корякии сильно развернуты по часовой стрелке и, вероятно, участвовали в правосторонних сдвигах. Большинство особенностей строения тектонических зон Камчатки и юга Корякии могут быть объяснены единым процессом косой коллизии Ачайваем-Валагинской дуги с материком и незначительным смещением островодужных толщ по левым сдвигам вдоль окраины континента. Этапы коллизии Ачайваем-Валагинской дуги, выявленные по палеомагнитным данным, коррелируются с изменениями кинематики плиты Кула. Структурные особенности зоны восточных полуостровов Камчатки и Командорских островов сформировались при коллизии Кроноцкой островной дуги и увязываются с кинематикой Тихоокеанской плиты во второй половине палеогена.

ВВЕДЕНИЕ

Тектонической эволюции Камчатки и юга Корякии в позднем мелу и кайнозое посвящено большое количество публикаций [1, 2, 6, 16, 20, 23, 30, 31, 42, 46]. Результаты геологического изучения этих районов привели к обособлению двух мнений: первое – геологическая структура Камчатки и юга Корякии не включает крупных инородных тел, или террейнов, и второе – формирование структуры Камчатки и юга Корякии происходило за счет последовательного приращения крупных геологических блоков, сформированных далеко от их современного положения. Первое мнение в последнее время отражено в работе Ю.Б. Гладенкова и др. [20], где на основе анализа геологических, биостратиграфических материалов и региональных несогласий предположено, что, начиная с позднего мела, районы Камчатки и Охотского моря развивались как единый крупный тектонический блок, который в основном претерпевал вертикальные движения. Второе мнение высказано во многих работах [1, 6, 9, 13, 23, 30, 31]. Так, результаты структурных, петролого-геохимических, литологических и микропалеонтологических исследований толщ Камчатки и юга Корякии, опубликованные в [1, 6, 23, 30, 31], позволили авторам этих работ предположить экзотическое происхождение островодужных толщ, находящихся в структуре центральной и восточной Камчатки и юга Корякии. По мнению Н.А. Богданова и др. [6], В.Д. Чеховича [30], С.Д. Соколова

[23], В.П. Зинкевича с соавторами [1], в мелу и раннем кайнозое на северо-западе Тихого океана существовала островная дуга или система островных дуг, отделенных от материка окраинноморскими бассейнами. Палеомагнитные данные по островодужным толщам центральной и восточной Камчатки и югу Корякии подтвердили мнение этих авторов и показали, что островодужные комплексы формировались значительно южнее их современного положения [13, 46, 47]. В различных моделях предложены разные механизмы закрытия окраинноморских бассейнов и, как следствие, тектонического совмещения окраинноморских и островодужных комплексов пород с окраиной материка. В моделях В.П. Зинкевича причины закрытия окраинноморского бассейна и механизм столкновения островодужных террейнов с материком не анализируются.

В работах [6, 13, 30, 31] предполагалось, что островная дуга развивалась на северной конвергентной границе плиты Кула и вместе с ней с большой скоростью перемещалась в субсеверном направлении до ее коллизии с материком. Е.Л. Гейст, Т.Л. Вальер и Д.В. Шолл [42] на основе анализа геологических и единичных в то время палеомагнитных данных выдвинули гипотезу о коллизии островной дуги с материком значительно южнее ее современного положения и последующем ее перемещении на север по сдвигам вдоль простирания окраины материка. Н.М. Левашова и др. [18, 46], проанализировав геологические и уже

более многочисленные палеомагнитные данные (только палеошироты) для Камчатки и юга Корякии, а также кинематические данные по литосферным плитам Тихого океана, не подтвердили гипотезу Е.Л. Гейста, Т.Л. Вальера и Д.В. Шолла [42] и показали, что большие перемещения островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии по сдвигам маловероятны.

В данной работе предложен новый вариант тектонического развития Камчатки и юга Корякии, разработанный при учете всех надежных данных, использованных в предыдущих моделях, а также на основе принципиально новых выводов, сделанных в результате анализа склонений палеомагнитных векторов, то есть степени разворотности геологических блоков, находящихся в структуре Камчатки и юга Корякии, в горизонтальной плоскости.

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ И ПРОБЛЕМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ ТЕРРЕЙНОВ

Тектоническое районирование Камчатки и юга Корякии, предложенное в работах [1, 30], показано на рис. 1. В структуре этих районов широко распространены разновозрастные комплексы вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, близких по геохимическим характеристикам к островодужным. По большинству мнений [1, 6, 20, 23, 30, 31], некоторые из них не являются экзотическими и были сформированы в пределах активной окраины континента, а другие рассматриваются как остатки древних островных дуг, удаленных в прошлом от континентальной окраины и тектонически совмещенных с нею в более позднее время.

На северо-востоке России выделяются несколько протяженных окраинно-континентальных вулканических поясов, по-видимому, маркирующих зоны субдукции под континент в различные периоды времени: плиоцен-четвертичный **Восточно-Камчатский**, позднеолигоцен-четвертичный **Центрально-Камчатский**, простирающиеся с юга на север вдоль Камчатского полуострова в южную Корякию (см. рис. 1), среднеэоцен-олигоценный **Западно-Камчатско-Корякский**, протягивающийся с западной Камчатки (вулканыт кинкильской свиты (см. рис. 1)) в центральную Корякию [1, 6, 23, 30, 31, 34], позднемеловой **Охотско-Чукотский**, вулканыты которого распространены от Сихотэ-Алиня до Чукотки и Северной Аляски [1, 6, 23, 28, 30, 31]. Перечисленные пояса простираются на большие расстояния, с резкими угловыми несогласиями “запечатывают” более древние структуры, сложенные разновозрастными породами различных геологических формаций, во многих районах – слабо деформированы.

В работе [20] палеоценовые силлы и базальты, обнажающиеся в единичных районах Западно-Камчатской зоны, также рассматривают как окраинно-континентальные, так как они находятся в структуре палеоценовой окраины континента, восточный край которой маркируется флишевыми толщами Укелаятско-Лесновско-Хозгонской зоны (см. рис. 1) и похожи по геохимическим характеристикам на вулканыты активных континентальных окраин. Тем не менее, в этой же работе высказывается и другое мнение – об их рифтогенной природе.

К экзотическим террейнам в структуре Камчатки и юга Корякии отнесены позднемеловые и палеогеновые вулканогенно-осадочные, кремнистые и кремнисто-вулканогенные толщи Центрально-Камчатской, Фронтальной, Восточно-Камчатской зон, зоны Олюторского хребта, Говено-Карагинской зоны, зоны восточных полуостровов Камчатки и некоторые толщи Командорских островов (см. рис. 1) [1, 6, 23, 30, 31]. В большинстве работ высказываются мнения о том, что позднемеловые и палеогеновые островодужные толщи перечисленных зон могли принадлежать двум [1, 23, 31] или трем [6, 30] островным дугам. Основанием для этого является, в первую очередь, присутствие двух коллизионных швов в структуре Камчатки: система Ватынского (юг Корякии), Ирунейского (Камчатский перешеек) и Андриановского (юг Камчатки) тектонических покровов и надвиг Гречишкина (рис. 2, см. рис. 1), вдоль которых тектонически совмещены комплексы пород разного возраста и разного генезиса.

Автохтоном вдоль Ватынско-Ирунейско-Андриановской системы покровов являются меловые-раннепалеогеновые глубоководные флишевые толщи Укелаятско-Лесновско-Хозгонской зоны и палеозойские и мезозойские метаморфические толщи Малкинского выступа на юге Камчатки (см. рис. 1). Аллохтонные пакеты тектонических чешуй и пластин океанических и островодужных толщ Центрально-Камчатской зоны и Фронтальной зоны юга Корякии с востока (на Камчатке) и с юго-востока (в Корякии) надвинуты по Ватынско-Ирунейско-Андриановскому тектоническому покрову на комплексы пород автохтона. Практически вдоль всей Ватынско-Ирунейско-Андриановской сутуры пластины альб-кампанских и кампан-маастрихтских океанических пород занимают нижнее положение в структуре аллохтона [9, 15, 21, 26, 27, 33, 44]. Сформированные в сантоне-кампане и кампане-дании островодужные породы занимают верхнее структурное положение в аллохтоне и надвинуты с востока на океанические [6, 9, 30, 33].

Геологические структуры вдоль крутопадающего на запад надвига Гречишкина на востоке Камчатки отделяют геологические комплексы

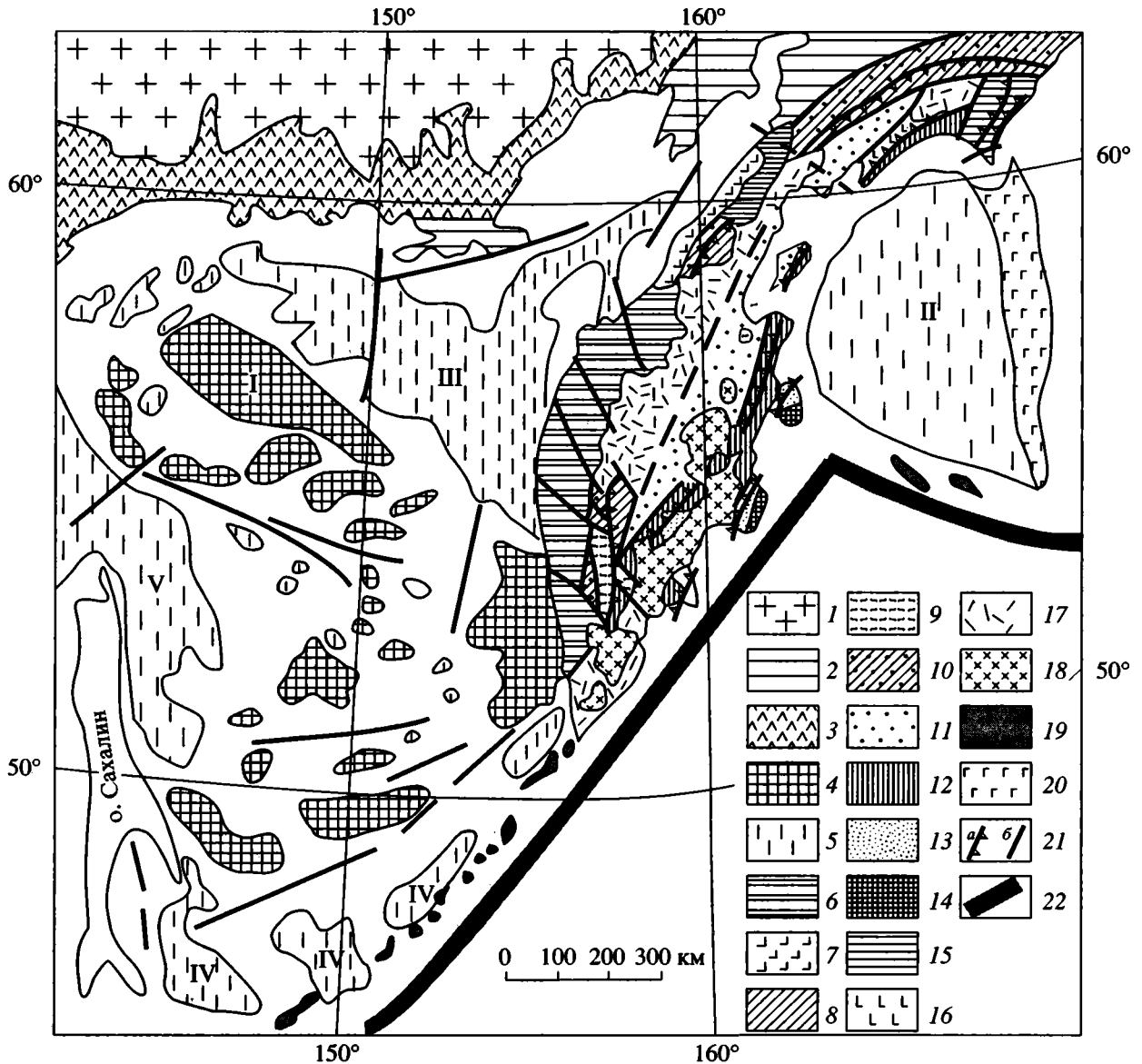


Рис. 1. Схема тектонического строения Охотско-Камчатского региона.

1 – Сибирский материк (AR–MZ); 2 – Тайгоносско-Корякская складчатая система (MZ); 3 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (K); 4 – Поднятия фундамента Охотского моря; 5 – Впадины фундамента окраинных морей с мощностью осадочного чехла 2 км и более; 6 – Западно-Камчатская зона (вулканогенно-осадочные и кремнисто-вулканогенные толщи (J_2 -K), осадочные толщи (P-N); 7 – Западно-Камчатско-Корякский пояс (Кинкильские вулканы – P₂); 8 – Центрально-Камчатская зона [1] и Фронтальная зона южной Корякии [30] (вулканогенные, кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (K_2 -P₁); 9 – Выступы метаморфических пород (PZ-MZ); 10 – Укелятская (K-P₂) и Лесновско-Хозгонская (K-P₁) зоны распространения флишевых толщ; 11 – Система Центрально-Камчатского и Ильинско-Пахачинского прогибов (вулканогенно-осадочные (K_2 -P₁) и осадочные толщи (P-N); 12 – Восточно-Камчатская зона [1] и зона аккреционной призмы юга Корякии [30] (офиолиты (K_2), вулканогенно-осадочные породы (K_2 -P₁) и флишевые толщи Ветловского комплекса (P)); 13 – Тюшевский прогиб (осадочные толщи (P-N); 14 – Зона террейнов восточных полуостровов Камчатки (вулканогенно-осадочные и кремнисто-вулканогенные толщи (K_2 -P); 15 – Зона Олюторского хребта (вулканогенно-осадочные толщи (K_2 -P₁)); 16 – Говенско-Карагинская зона (вулканогенно-осадочные толщи (K_2 -P); 17 – Центрально-Камчатский вулканический пояс (P₃-Q); 18 – Восточно-Камчатский вулканический пояс (Q); 19 – Командорская и Курильская островодужные системы; 20 – Структура подводного хр. Ширшова; 21 – Разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные; 22 – Границы литосферных плит. Римские цифры на схеме: I – Охотская возвышенность, II – Командорская котловина, впадины: III – Тинро, IV – южно Курильская, V – Дерюгина. Тектоническое районирование Камчатки взято из [1], Южной Корякии из [30], Охотского моря из [2].

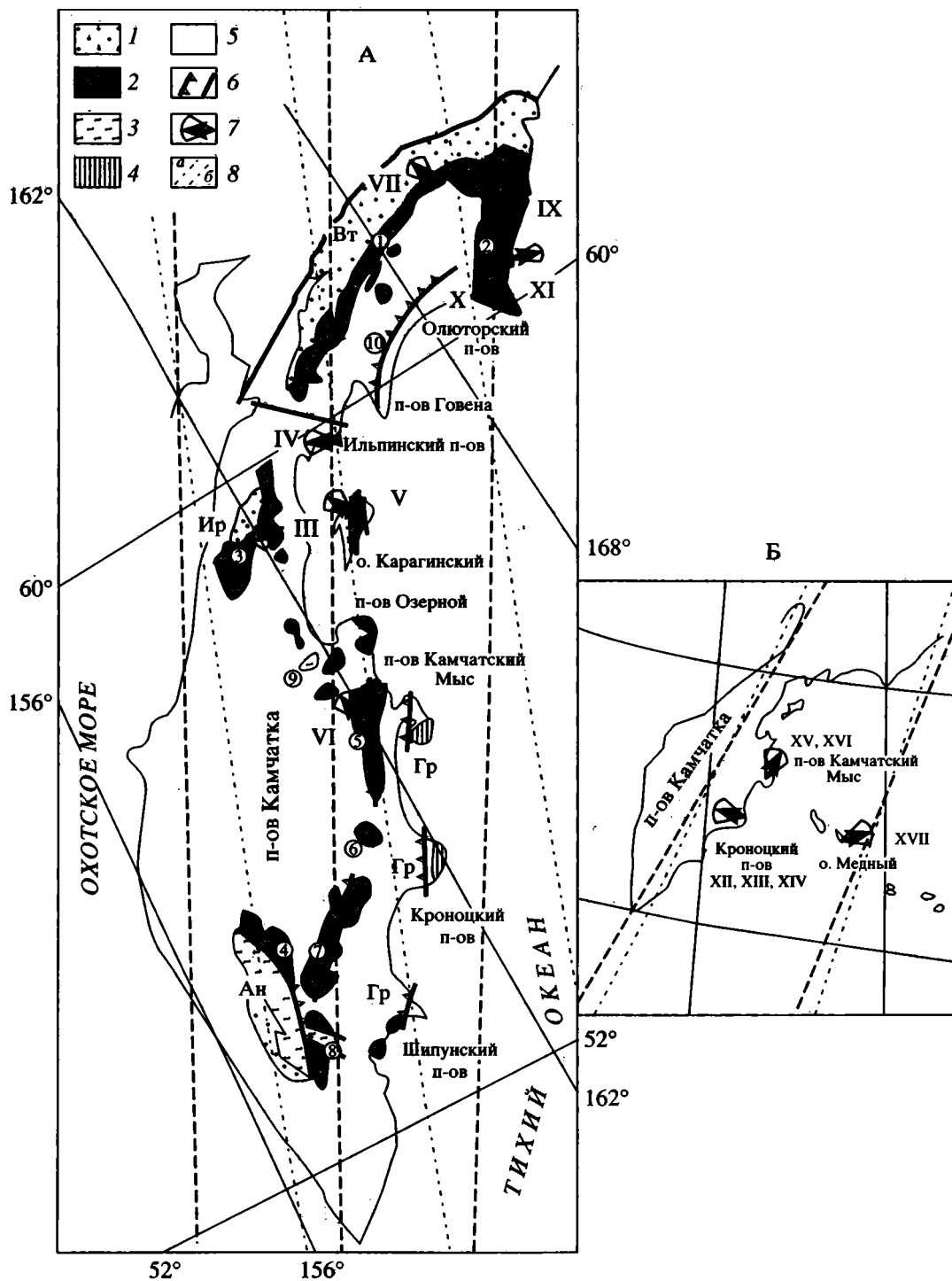


Рис. 2. Распределение склонений доскладчатой намагниченности островодужных толщ Камчатки и юга Корьяки: А – Ачайваям-Валагинская дуга, Б – Кроноцкая дуга.

1 – Хозгонско-Лесновско-Укеляятский флишевый пояс; 2 – Позднемеловые островодужные толщи; 3 – Выступы метаморфического фундамента; 4 – Террейны восточных полуостровов Камчатки; 5 – Районы распространения кайнозойских толщ; 6 – Разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные; 7 – Склонения намагниченности с углом доверия; 8 – Направления позднемеловых палеомеридианов: а – для Евразии, б – для Северной Америки. Цифры в кружках: хребты: 1 – Ветвейский, 2 – Олюторский, 5 – Кумроч, 6 – Тумрок, 7 – Валагинский, 10 – Малиновского, выступы и поднятия: 3 – Лесновское, 4 – Малкинский, 8 – Ганальский, 9 – Хавывенское. Вт, Ир, Ан-Ватынский, Ирунейский, Андриановский тектонические покровы; Гр – надвиг Гречишкина; римские цифры – III–XVII – соответствуют номерам палеомагнитных направлений в табл. 1, 2 и на рис. 3, 4. Геологическая основа взята из [31].

Восточно-Камчатской зоны от комплексов Тюшевского прогиба и Восточных полуостровов Камчатки (см. рис. 1). Нижнее положение в структуре занимают неогеновые толщи Тюшевского прогиба, выше залегают глубоководные флишевые толщи Ветловского комплекса и меловые – раннепалеогеновые островодужные породы Восточно-Камчатской зоны.

В строении меловых – раннепалеогеновых островодужных толщ, обнажающихся между Ватынско-Ирунейско-Андриановским швом и надвигом Гречишкина на Камчатке (Центрально-Камчатская и Восточно-Камчатская зоны), а также на юге Корякии (Фронтальная зона, зона Олюторского хребта, зона Ильпинско-Пахачинского прогиба, Говено-Карагинская зона и зона аккреционной призмы) наблюдаются некоторые общие закономерности.

(а) Во всех перечисленных зонах выявляется синхронность островодужного магматизма: меловые – раннепалеогеновые островодужные разрезы насыщены вулканогенными породами – туфами различной зернистости, лаво- и туфобрекчиями, потоками базальтов и андезитов, а стратиграфически более высокие толщи (верхнепалеогеновые и выше) представлены в основном терригенными породами – тонкими туффитами, алевролитами и аргиллитами.

(б) Отмечается близкий возраст океанических пород комплексов основания островодужных разрезов этих зон (115–80 млн. лет). Признаком принадлежности этих пород к океаническому основанию островной дуги является их характерное структурное положение. Они не формируют протяженных зон, как в коллизионных швах, а в виде тел серпентинитового меланжа (Восточно-Камчатская зона) или пластин кремней и океанических базальтов (зона Олюторского хребта) залегают между пластинами островодужных пород, что, вероятно, свидетельствует о принадлежности островодужных и океанических толщ к единому стратиграфическому разрезу, впоследствии разбитому на чешуи и пластины в период деформаций этих толщ. Для диабазов параллельных даек о-ва Карагинского имеются определения абсолютного возраста (K/Ar) – 79–84 и 95–102 млн. лет [45]; возраст красных яшм, чередующихся с потоками базальтов океанического типа в зоне Олюторского хребта, оценен по радиоляриям как апт-альбский [1].

Перечисленные закономерности легли в основу гипотезы [1, 23, 31] о том, что меловые – раннепалеогеновые островодужные комплексы всех указанных выше структурных зон являются остатками одной островной дуги – Ачайваем-Валагинской.

Тем не менее, существуют и значительные отличия в строении этих структурных зон. В пер-

вую очередь, это характер деформаций и их возраст.

Как было показано выше, аллохтонные пакеты тектонических чешуй и пластин позднемеловых океанических и островодужных толщ Центрально-Камчатской и Фронтальной зон с востока (на Камчатке) и с юга-востока (в Корякии) надвинуты по Ватынско-Ирунейско-Андриановскому тектоническому покрову на флишевые отложения.

Приблизительно такими же направлениями деформаций (северо-западными) характеризуются меловые – раннепалеогеновые островодужные, а также залегающие согласно [4, 7, 8, 25] выше позднепалеоген-раннемиоценовые терригенные толщи, обнажающиеся в зоне Ильпинско-Пахачинского прогиба на юге Корякии [30].

В пределах Восточно-Камчатской зоны и зоны аккреционной призмы на юге Корякии кампан-палеогеновые островодужные толщи залегают [1, 30] в некоторых районах на западе указанных зон в виде пологопадающих на восток пластин. В восточных районах этих зон островодужные породы совместно с образованиями палеоген-эоценовых глубоководных флишевых толщ ветловского комплекса слагают систему чешуй юго-восточной вергентности, разделенных крутопадающими надвигами. Структуры Восточно-Камчатской зоны надвинуты на восток по надвигу Гречишкина на миоценовые осадочные толщи Тюшевского прогиба [1, 31].

Структура Говено-Карагинской зоны на юге Корякии [30], в которой участвуют залегающие без видимых несогласий [29] позднемеловые и раннепалеогеновые вулканогенные, позднепалеоген-раннеэоценовые терригенные и среднеэоцен-олигоценовые вулканогенные толщи островодужного типа, характеризуется веерообразным распределением осевых плоскостей складок и плоскостей сместителей разрывных нарушений. В северной части зоны вергентность структуры северо-западная, близкая к вергентностям структур Ильпинско-Пахачинской и Фронтальной зон. На юге структура характеризуется юго-восточной вергентностью, совпадающей с вергентностью структур Восточно-Камчатской зоны.

Структура зоны Олюторского хребта имеет юго-восточную вергентность. Нижнее структурное положение в ней занимают позднемеловые и палеогеновые флишево-олистоостромовые толщи. С запада на них надвинуты пластины вулканогенных и кремнисто-вулканогенных островодужных толщ кампан-датского возраста, среди которых в тектонических окнах обнажаются вулканогенные коньяк-сантонские толщи океанического генезиса.

Возраст деформаций также неодинаков в различных структурных зонах.

Наиболее сильные деформации в Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зонах, а также главные фазы надвигообразования по Ирунейскому и Андриановскому тектоническим покровам, по-видимому, прошли в позднем палеоцене–раннем эоцене. Они проявляются в резких угловых несогласиях и перерывах в осадконакоплении в верхнепалеоценовых–нижнеэоценовых толщах этих зон [1, 5, 32]. Локальные несогласия и олистостромовые горизонты также зафиксированы в маастрихтских толщах Восточно-Камчатской зоны [1].

На юге Корякии деформации протекали в более позднее время. Имеющиеся определения возраста глубоководных флишевых толщ Укелятской зоны, являющихся автохтоном, показывают, что нормальное накопление флиша протекало еще в среднем эоцене [24, 38], следовательно, формирование Ватынского тектонического покрова происходило не раньше этого времени. В верхнемеловых и палеогеновых толщах Ильпинско-Пахачинской и Говено-Карагинской зон не выявлено несогласий и значительных перерывов в осадконакоплении вплоть до раннего миоцена. Возможно, в это время и происходили главные деформации толщ перечисленных зон.

Время деформаций толщ зоны Олюторского хребта менее определено. Так как в структуре участвуют палеоценовые толщи (флишево-олистостромовый комплекс [30]), то деформации проходили не раньше этого времени.

Различное время деформаций толщ Камчатки и юга Корякии послужило поводом в ряде работ [6, 30] для реконструкции в этих районах двух островных дуг – Олюторской и Камчатской.

Таким образом, в настоящее время имеют право на существование как гипотеза о присутствии в структуре центральной и восточной Камчатки и юга Корякии комплексов пород одной – Ачайва-ям-Валагинской дуги [1, 23, 31], так и другое предположение, в соответствии с которым островодужные толщи указанных районов рассматриваются как отдельные островные дуги [6, 30]. В этой статье как один из вариантов за основу будет принято первое предположение.

Меловые – палеогеновые островодужные толщи зоны восточных полуостровов Камчатки (Кроноцкий п-ов, Столбовской блок на п-ве Камчатский мыс), располагающиеся восточнее надвига Гречишкина, объединяются в Кроноцкую дугу [1, 31]. Островодужный магматизм в этих толщах в разной степени проявляется с позднего мела (а, возможно, с коньяка [1]) по эоцен, хотя наиболее мощные пирокластические и лавовые толщи накапливались в позднем мелу и палеоцене. Вероятно, к Кроноцкой дуге принадлежат и экзотические палеоцен-эоценовые островодужные толщи Командорских островов, резко отли-

чающиеся по геохимическим свойствам от разновозрастных толщ Алеутских островов [30, 31].

Меловые – раннепалеоценовые толщи Кроноцкой дуги в разной степени деформированы: на Кроноцком п-ве они образуют покровно-складчатую структуру, на п-ве Камчатский мыс и Командорских островах деформированы в простые складчатые формы. Верхнепалеоцен-эоценовые породы слабо деформированы. На Кроноцком п-ве они с несогласием перекрывают более древние толщи [1], на п-ве Камчатский мыс в них зафиксированы размывы с горизонтами гравелитов [1].

Среднеэоцен-олигоценовые островодужные толщи Говено-Карагинской зоны [30], разновозрастные с окраинно-континентальными толщами Западно-Камчатско-Корякского пояса, также необходимо рассматривать как экзотические. Они без видимых несогласий залегают на меловых – раннепалеогеновых породах, не распространяются за пределы Говено-Карагинской зоны, и, по-видимому, их формирование связано сугубо с тектоническими процессами в районе южной Корякии [6, 30].

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

В работе используются только относительно надежные палеомагнитные данные, полученные на Камчатке и юге Корякии в течение последнего десятилетия [10–19, 46, 47, 52]. Методика палеомагнитного анализа, используемая во всех перечисленных работах, практически одинакова и включала следующие элементы. Ориентированные палеомагнитные образцы отбирались из разрезов мощностью 300–600 м. Для 2–3 кубиков из каждого образца проводилась детальная температурная чистка (в среднем 10–15 нагревов) в интервале температур 20–500–580°C (если носителем намагниченности являлся магнетит) или иногда до 650–680°C, если в образцах присутствовал гематит. Для каждого образца проводился компонентный анализ [43, 55]. Средние направления компонент намагниченности как для отдельных образцов, так и для разрезов рассчитывались по статистике Р. Фишера [41]. Время формирования выделенных компонент намагниченности определялось по различным модификациям теста складки [3, 50], тесту обращения [3, 50], тесту галек (метод Релея) [49]. Палеомагнитные определения, полученные без компонентного анализа, в работе не используются.

Доскладчатая, по-видимому, близкая к первичной намагниченность была выделена как в островодужных толщах Ачайва-ям-Валагинской дуги (Центрально-Камчатская, Восточно-Камчатская зоны, Фронтальная зона, зона Ильпинско-Пахачинского прогиба, Говено-Карагинская зона, зона Олюторского хребта), так и в толщах

Таблица 1. Характеристики доскладчатой намагниченности островодужных толщ Ачайваям- Валагинской дуги

N	Возраст	Тест	Dg°	Ig°	Kg°	α_{95g}°	Ds°	Is°	Ks	α_{95s}°	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ°	φ°
Камчатский перешеек [19]																				
III (93)	K ₂ cp-m	F+	49	-61	14	15	-76	66	83	6	-109	15	-99	14	14	5	13	5	162W	59N
Ильпинский п-ов [10, 11]																				
IV (29)	K ₂ st-m	R+	278	53	18	6	-61	61	18	6	-95	14	-84	13	20	5	18	5	165W	60N
IVa (27)	P ₁ ²	F+	208	79	5	9	-74	73	12	8	-92	25	-81	24	9	7	7	7	165W	60N
IVb (44)	P ₁ ¹⁻²	F+ R+	208	79	5	9	-38	75	14	6	-37	21	-28	21	7	5	6	5	165W	60N
IVc (40)	P ₂ ³ -P ₃ ⁱ	F+	95	66	10	7	-46	77	10	7	-41	27	-35	27	2	5.7	1	5.7	165W	60N
Остров Карагинский [15]																				
V (45)	K ₂ cp-m	F+ R+	325	57	6	8	-28	63	20	4.5	-60	12	-50	11	18	4	16	4	164W	58.5N
Хребет Кумроч [18]																				
VI (93)	K ₂ cp-m	F+ C+	289	-44	8	5	-20	-68	16	3.7	-50	11	-41	11	12	3	10	3	162W	57N
Верховья р.Апука [22]																				
VII (17)	K ₂ cp-d	F+			2		-39	-71	14	11	-66	32	-54	30	12	9	10	9	171W	62N
Хребет Малиновского [14]																				
VIII (63)	P ₂ -P ₃	F+ R+	176	42	1	15	-12	74	17	4	-6	14	0	14	6	4	5	4	168W	60.6N
Олюторский хребет [12,15]																				
IX (22)	K ₂ cp-m	R+	80	78	15	8	80	67	14	8	49	19	59	19	16	7	14	7	171.5W	61.4N
X (68)	K ₂ cp-m	F+	104	30	8	7	88	65	14	5	57	14	67	13	17	4	15	4	171.5W	60.9N
XI (64)	K ₂ cp-m	F+	107	13	5	8	97	68	12	5	66	15	76	14	14	4	1	4	171.7W	60.9N

Примечания к таблицам 1 и 2: N – номер палеомагнитного направления на рис. 2, в скобках – количество образцов; D, I, K, α_{95} – склонение, наклонение, кучность и угол доверия. Символы g и s обозначают современную и древнюю системы координат, соответственно; F+, R+, C+ – положительные результаты тестов складки, обращения, конгломератов. Ra, Re – разности между склонениями векторов намагниченности, рассчитанными для района Камчатки и юга Корякии из палеомагнитных полюсов для Северной Америки (Ra) или Евразии (Re) и склонениями векторов намагниченности изученных в этих районах комплексов пород; ΔRa и ΔRe – соответственно, доверительные интервалы для этих разностей; Fa, Fe – разности между наклонениями векторов намагниченности, рассчитанными для района Камчатки и юга Корякии из палеомагнитных полюсов для Северной Америки (Fa) или Евразии (Fe) и наклонениями векторов намагниченности изученных в этих районах комплексов пород; ΔFa , ΔFe – соответственно, доверительные интервалы для этих разностей [36, 37, 39]; α , φ – долгота и широта исследованных районов.

Таблица 2. Характеристики доскладчатой намагниченности островодужных толщ Кроноцкой дуги

N	Возраст	Тест	Dg	Ig	Kg	α_{95g}	Ds	Is	Ks	α_{95s}	Ra	ΔRa	Re	ΔRe	Fa	ΔFa	Fe	ΔFe	λ	φ
Кроноцкий п-ов [18]																				
XII (98)	K ₂	F+	98	-60	5	19	-77	63	43	6.4	-85	13.6	-96.4	13.1	15	5.3	13	5.3	161.9	54.8
XIII (29)	P ₂ ¹	F+	283	57	13	20	-82	58	49	3.2	-82	11.1	-75	10.5	21	3.2	20	3.2	161.9	54.8
XIV (76)	P ₂ ³	F+	311	77	22	11	-63	64	78	5.6	-60	11.3	-55.4	11	13	4.7	12	4.7	161.9	54.8
Камчатский мыс [18]																				
XV (78)	P ₁ ¹	F+	118	60	7	6	26.8	60	15	4.4	10.8	12.2	20	11.4	20	3.8	18	3.8	162.3	56.2
XVI (54)	P ₂	F+ R+	254	58	4	9.5	20.3	65	15	4.9	23.5	10.8	28.6	10.7	12	4.1	11	4.1	162.3	56.2
О-в. Медный [35]																				
XVII (73)	P ₁	F+	57	33	4	8	72	63	15	4.2	75	12.5	82	11.9	16	3.9	15	3.9	168	55

Примечание. Обозначения см. табл. 1.

Кроноцкой дуги (зона Восточных полуостровов Камчатки, Командорские о-ва). Палеомагнитные определения имеются в основном по туффитам, иногда по базальтовым потокам. Направления намагниченности показаны в табл. 1 и 2.

Палеомагнетизм Ачайваям-Валагинской островной дуги

Анализ палеоширот островодужных толщ Ачайваям-Валагинской островной дуги показал, что позднемеловые и кайнозойские островодужные комплексы являются экзотическими террейнами в структуре этих районов. Позднемеловые островодужные толщи всех тектонических зон были сформированы на сороковых – пятидесятих градусах северной широты и в это время не были совмещены ни с Евразией, ни с Северной Америкой (рис. 3, А). Этот вывод находит подтверждение и по другим данным. В частности, для комплексов пород островных дуг и окраинных морей, находящихся в структуре аллохтона вдоль системы Ватынского, Ирунейского и Андриановского тектонических покровов, имеются близкие возрастные датировки – K₂kp-m, K₂st-kr (по радиоляриям [21, 26, 28]). Следовательно, в позднем мелу одновременно накапливались как островодужные толщи, так и толщи окраинного моря, то есть, между исследованными островодужными комплексами и окраиной материка существовал бассейн [1, 30]. Ширина бассейна, разделявшего Ачайваям-Валагинскую островную дугу с окраиной материка, оценивается по палеомагнитным данным как 1000–1500 км.

Палеомагнитные определения для эоценовых пород хр. Малиновского (Говенская островная дуга) и п-ва Ильпинский показывают, что в эоцене исследованные толщи были уже на шестидесятих широтах (современная широта – 61° с.ш.) (см. рис. 3, А). С этого времени по палеомагнитным данным в пределах погрешности оценки палеошироты возможно совмещение исследованных островодужных комплексов с окраиной материка. Резко несогласное залегание среднеэоценовых пород на меловых и палеоэоценовых толщах, закартированное в структурных зонах Камчатки, вероятно, связано с коллизией Камчатского сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с материком в конце палеоэоцена – раннем эоцене. К Камчатскому сегменту относятся верхнемеловые – раннепалеоэоценовые толщи Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон, протягивающиеся до Камчатского перешейка (приблизительно до широты 60° с.ш.), в которых отчетливо проявлены коллизионные раннеэоценовые деформации. Время столкновения с материком Южно-Корякского сегмента Ачайваям-Валагинской дуги, к которому отнесены верхнемеловые – нижнепалеоэоценовые островодужные породы структурных зон южной Корьякии, как было показано выше, более позднее (миоцен).

Сравнение позднемеловых и эоценовых палеомагнитных направлений, рассчитанных по толщам Ачайваям-Валагинской островной дуги с маастрихтским и эоценовым полюсами Тихоокеанской плиты [54], показало, что комплексы этой системы за указанный период времени переместились на значительно большее расстояние по широте, чем Тихоокеанская плита. Следова-

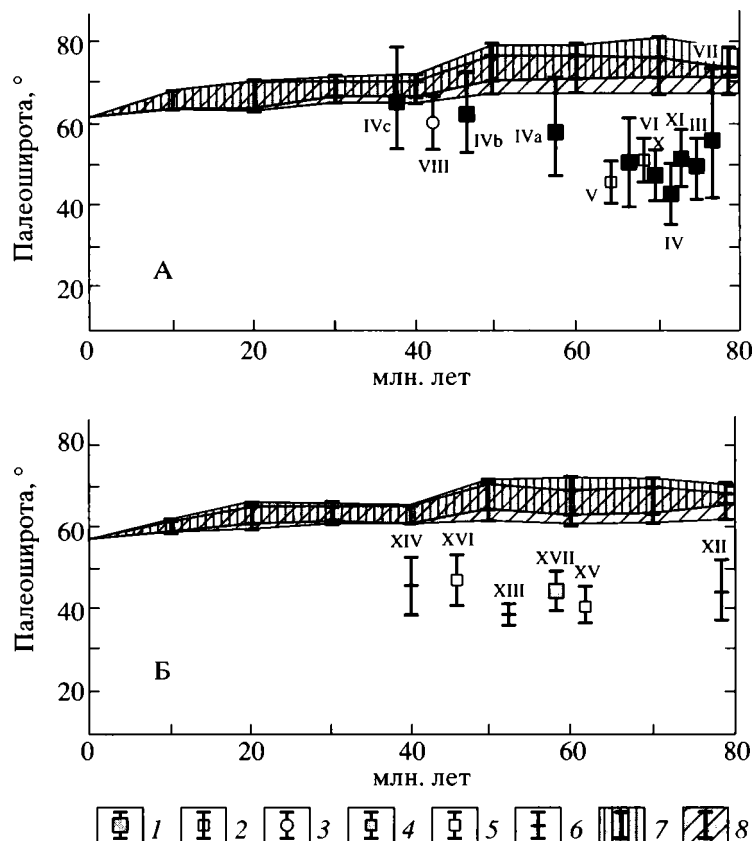


Рис. 3. Диаграммы палеошироты – возраст для островодужных толщ: А – Ачайваям-Валагинской и Б – Кроноцкой дуг. 1–6 – Палеошироты с доверительными интервалами для толщ: 1 – Центрально-Камчатской и Фронтальной зон, 2 – Восточно-Камчатской зоны и зоны аккреционной призмы, 3 – Говено-Карагинской зоны, 4 – острова Медный, 5 – Камчатского мыса, 6 – Кроноцкого п-ва; 7, 8 – область “ожидаемых” палеоширот для: 7 – Северной Америки, 8 – Евразии [36, 37, 40]. Римские цифры III–XVII соответствуют номерам палеомагнитных направлений в табл. 1, 2.

но, скорее всего, рассматриваемые островодужные толщи транспортировались с плитой Кула, скорость перемещения которой была значительно выше скорости движения Тихоокеанской плиты [40, 48].

Распределения склонений доскладчатой намагниченности толщ Ачайваям-Валагинской островной дуги, дающих информацию о величинах и направлениях разворотов геологических блоков в горизонтальной плоскости, показаны на рис. 2 и 4 и в табл. 1. Видно, что толщи Ачайваям-Валагинской дуги в большинстве исследованных районов в разной степени развернуты против часовой стрелки. Только толщи зоны Олюторского хребта на юге Корьякии сильно развернуты по часовой стрелке.

Возможно, вращения против часовой стрелки блоков Ачайваям-Валагинской дуги связано с коллизией ее Камчатского сегмента с окраиной материка. По крайней мере, как будто бы другие процессы, которые могли бы привести к вращениям этих блоков, неизвестны. Подтверждение

этой гипотезы вытекает и из палеомагнитных данных по палеогеновому разрезу Ильпинского полуострова. В этом разрезе верхнемеловые и палеоценовые толщи развернуты против часовой стрелки значительно сильнее, чем эоценовые: углы вращений $-61 \pm 6^\circ$ и $-74 \pm 8^\circ$ для верхнемеловых и палеоценовых толщ и $-38 \pm 6^\circ$ и $-46 \pm 7^\circ$ для эоценовых (см. табл. 1, рис. 4). Следовательно, верхнемеловые и палеоценовые толщи разреза Ильпинского полуострова были развернуты на рубеже палеоцена и эоцена одновременно с началом коллизии Камчатского сегмента Ачайваям Валагинской островной дуги.

При тектонической интерпретации вращений геологических блоков пород, связанных с коллизией островных дуг, большое значение имеет, было ли простирание дуги приблизительно параллельно окраине материка или дуга была ориентирована косо по отношению к простиранию края материка. В первом случае однонаправленные вращения блоков этой дуги в горизонтальной плоскости свидетельствуют о том, что коллизия

дуги происходила со сдвиговой компонентой. Во втором случае вращения блоков возможны как при коллизии со сдвиговой компонентой, так и без нее.

Для выяснения ориентации Камчатского островодужного сегмента важен анализ несогласий в его структуре. В Восточно-Камчатской зоне резкие угловые несогласия выявлены как на юге, так и на севере. На юге в Ганальском выступе время деформаций определяется по возрасту син-деформационных интрузивных тел и возрасту син-деформационного метаморфизма – 50.7 ± 1.5 и 47 ± 1.2 млн. лет (ранний эоцен) [1]. Севернее в южной части Валагинского хребта (см. рис. 2) сложно деформированные палеоценовые ветловские флишевые толщи резко несогласно перекрыты среднеэоценовыми породами [1, 5, 32]. Еще севернее в хр. Кумроч сложно деформированные верхнемеловые – палеоценовые островодужные породы с угловым несогласием перекрыты эоцен-олигоценными неоавтохтонными отложениями правократонной свиты, деформированной значительно слабее аллохтонных толщ. На полуострове Озерном слабо деформированные среднеэоценовые породы конской свиты резко несогласно залегают на деформированных в покровно-складчатую структуру меловых островодужных толщах [1]. Несогласное залегание среднеэоценовых пород на палеоценовых повсеместно зафиксировано в толщах Западно-Камчатской зоны (в Пенжинском, Паланском и Тигильском районах), накапливавшихся в условиях окраины континента [20]. Таким образом, похоже, что коллизия Камчатского сегмента происходила одновременно на всем его простирании. Следовательно, простираение его было приблизительно параллельно континентальной окраине. Начало коллизии, возможно, маркируется накоплением конгломератов в верхних частях палеоценовых толщ Западно-Камчатской зоны [20]. Завершились коллизионные процессы к среднему эоцену.

Если приведенные рассуждения правильны, то вращения против часовой стрелки блоков пород Камчатского островодужного сегмента свидетельствуют о том, что процесс коллизии был со сдвиговой компонентой и сдвиги были левосторонние. Так как многие толщи Ачайваям-Валагинской дуги слабо развернуты в горизонтальной плоскости, то, вероятно, перемещение по сдвигам вдоль материковой окраины было очень недолгим. Последний вывод подтверждается независимыми кинематическими расчетами Н.М. Левашовой [18], которая также показала, что большие перемещения островодужных блоков Камчатки и юга Корякии вдоль окраины Евразии маловероятны.

Сделанные выводы хорошо увязываются с данными Д.С. Ингебретсона, А. Кокса, Р.Дж. Гордона [40] и П. Лонсдейла [48] по кинематике литосферных плит Тихого океана. Они демонстрируют,

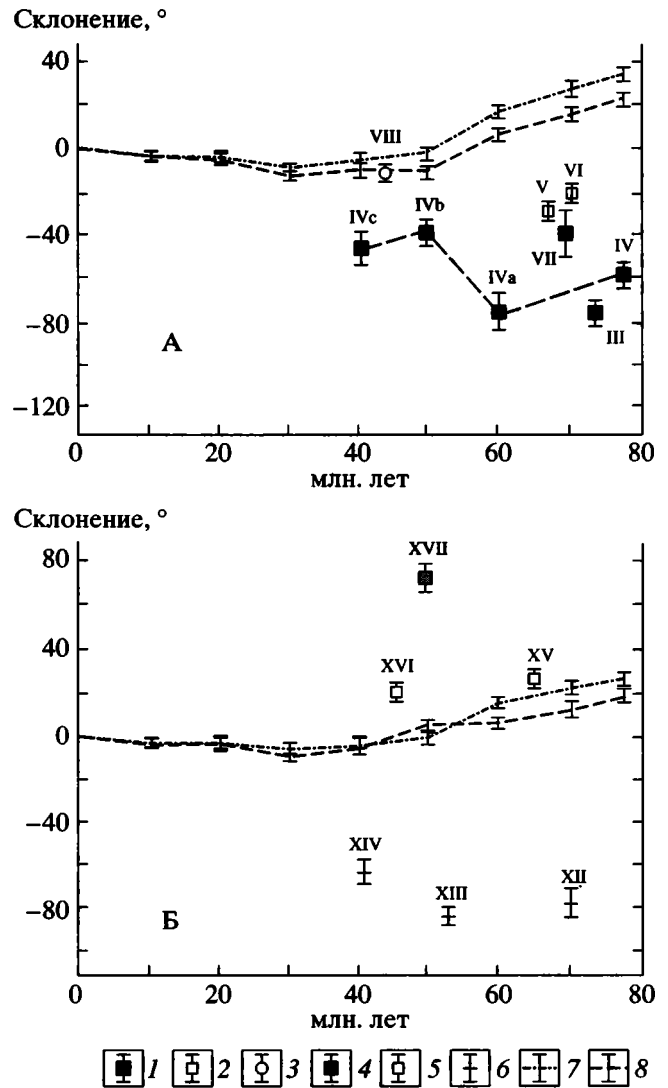


Рис. 4. Диаграммы склонение намагниченности – возраст для островодужных толщ: А – Ачайваям-Валагинской и Б – Кроноцкой дуг [36, 37, 40].

1–6 – Склонения намагниченности с доверительными интервалами для толщ: 1 – Центрально-Камчатской и Фронтальной зон, 2 – Восточно-Камчатской зоны и зоны аккреционной призмы, 3 – Говено-Карагинской зоны, 4 – острова Медный, 5 – Камчатского мыса, 6 – Кроноцкого п-ва; 7, 8 – изменения склонений намагниченности, рассчитанных для координат южной Корякии из палеомагнитных полюсов Евразии (7) и Северной Америки (8). Жирная пунктирная линия – изменение склонений намагниченности толщ Ильпинского п-ва. Римские цифры III–XVII соответствуют номерам палеомагнитных направлений в табл. 1, 2.

что большие сдвиговые составляющие в направлениях конвергенции континентальной окраины с Тихоокеанской плитой возможны с позднего мела по средний эоцен (42 млн. лет), а с плитой Кула – с позднего мела до 55 млн. лет. Независимые кинематические расчеты Дж.О. Нортон [51] показывают, что в конвергенции Тихоокеанской

плиты с материком в районе Камчатки с 76 млн. лет до настоящего времени вообще отсутствовала сдвиговая компонента, а в относительном перемещении континентальной окраины и плиты Кула сдвиговая компонента могла присутствовать с 76 до 47 млн. лет, но маловероятно. Эти расчеты противоречат сделанным нами предположениям, и ниже будет использоваться кинематика Тихоокеанской плиты и плиты Кула, предложенная Д.С. Ингебретсоном и др. [40] и П. Лонсдейлом [48].

Детально процесс коллизии Ачайваям-Валагинской островной дуги, а также процессы, которые привели к вращениям по часовой стрелке блоков пород Олюторского хребта, будут обсуждены при палеотектонических реконструкциях.

Палеомагнетизм Кроноцкой островной дуги

Доскладчатые палеомагнитные направления Кроноцкой островной дуги получены по туфам и лавовым потокам Кроноцкого полуострова, п-ва Камчатский мыс и о-ва Медный (см. табл. 2) [35, 47, 52]. Анализ наклонов показывает, что с позднего мела по средний эоцен комплексы пород этой дуги находились на сороковых градусах северной широты и не испытывали значимых перемещений (см. рис. 3, Б). В этот период они не могли быть совмещены ни с Евразией, ни с Северной Америкой. Величина бассейна между дугой и краем материка составляла приблизительно 1000–1500 км (см. рис. 3, Б).

Распределения склонений намагниченности толщ Кроноцкой дуги показано на рис. 2, 4, Б. Меловые и нижнепалеогеновые толщ Кроноцкого полуострова одинаково сильно развернуты против часовой стрелки (см. табл. 2, рис. 2, 4, Б) относительно меридиана, Евразии и Северной Америки. Нижнепалеогеновые толщ п-ва Камчатский мыс слабо развернуты в том же направлении (см. табл. 2, рис. 4, Б), а толщ о-ва Медного сильно развернуты по часовой стрелке. Так как, верхнемеловые и эоценовые толщ развернуты приблизительно одинаково, очевидно, что вращения блоков произошли после среднего эоцена.

Модели тектонического развития Камчатки и юга Корякии

На рис. 5–9 приведены предлагаемые нами модели развития Ачайваям-Валагинской и Кроноцкой островных дуг.

Как показано выше, Ачайваям-Валагинская островная дуга в конце мела располагалась на сороковых–пятидесятых широтах Тихого океана. Дуга отсекала от окраины материка бассейн шириной около 1000–1500 км и, по палеомагнитным данным, скорее всего, маркировала северный край плиты Кула и вместе с нею перемещалась в

северном (или субмеридиональном) направлении [40, 48]. Зона Беньюфа падала под дугу на юго-восток. На востоке дуга была ограничена трансформным разломом, протягивающимся параллельно современному хребту Ширшова (см. рис. 5, 6) [13].

В конце палеоцена произошла коллизия Камчатского сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с материком (см. рис. 6). Простираение Камчатского сегмента дуги было приблизительно параллельно простираению окраины континента, а угол между простираением Камчатского сегмента дуги и направлением ее перемещения (близкое к северному) составлял не более 45°. Именно эти условия необходимы для возникновения сдвиговой компоненты вдоль простираения дуги во время ее коллизии с материком при перемещении плиты Кула, на которой транспортировалась дуга с юга на север. Большая скорость перемещения дуги вместе с плитой Кула и значительная сдвиговая компонента при конвергенции плиты Кула и материка привели к обдуцированию и вращению против часовой стрелки фронтальных комплексов Камчатского сегмента островной дуги (структуры западной вергентности в Центрально-Камчатской зоне). Удаленные от фронта коллизии части дуги еще не были вовлечены в надвигообразование и по левым сдвигам начали перемещаться на северо-восток вдоль окраины материка (Восточно-Камчатская зона). Южно-Корякский сегмент островной дуги также еще не был вовлечен в коллизию, возможно, в связи с другим его простираением (см. рис. 5, 6). Но, по-видимому, коллизионные процессы отразились и здесь. Вдоль простираения Южно-Корякского сегмента в его фронтальной части сформировалась левосторонняя сдвиговая зона (см. рис. 6). Перемещения по левым сдвигам в этой зоне могли привести к вращениям против часовой стрелки блоков фронтальной зоны (направление VII в табл. 1) и зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба (направления IV и IVa в табл. 1). Возникновение сдвиговой компоненты, направленной на северо-восток, при одновременном продолжении перемещения плиты Кула на север, могло привести к надвигообразованию и вращению по часовой стрелке островодужных блоков вдоль ограничивающего дугу на востоке трансформного разлома (см. рис. 6, 7). Вращения по часовой стрелке толщ Олюторского хребта Южно-Корякского сегмента можно объяснить и столкновением этой части дуги с выступом материковой окраины [13]. Перемещение по левым сдвигам комплексов пород Восточно-Камчатской зоны и структурных зон юга Корякии не было значительным, так как уже на границе палеоцена и эоцена произошла перестройка системы спрединга в хребте Кула с субмеридионального на северо-западное [48], угол конвергенции плиты Кула с окраиной материка стал бо-

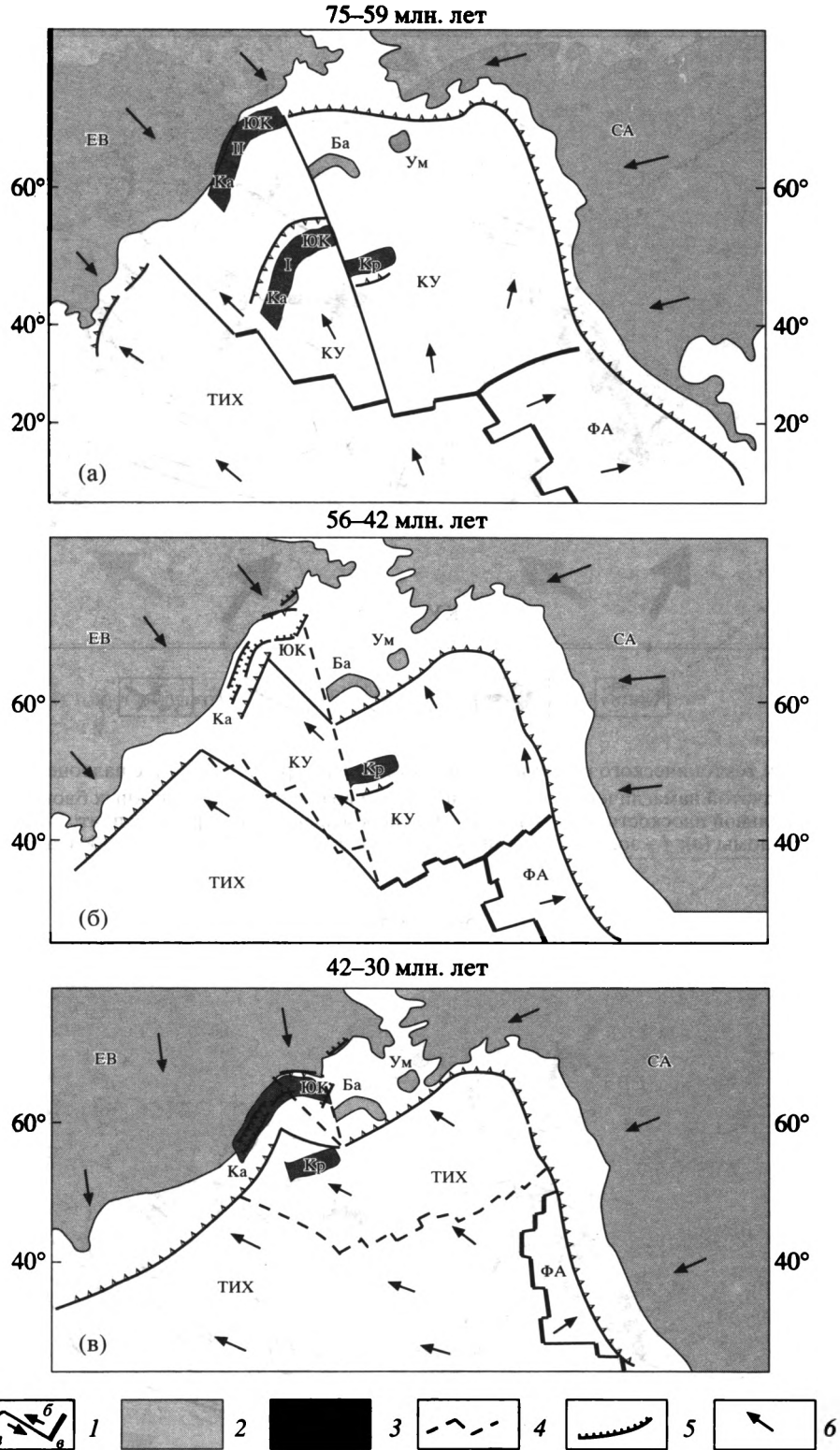


Рис. 5. Реконструкции тектонического развития Камчатско- Олюторского региона: а – 75–59, б – 57–42, в – 42–30 млн. лет. 1 – границы плит: а – субдукционные, б – сдвиговые, в – рифтогенные; 2 – материи и крупные литосферные блоки; 3 – островные дуги; 4 – отмершие границы плит; 5 – зоны покровно-складчатых деформаций; 6 – направления перемещения литосферных плит. Буквы на схемах: ЕВ – Евразия, СА – Северная Америка; плиты: КУ – Кула, ТИХ – Тихоокеанская, ФА – Фаралон; Ох – Охотоморский массив; дуги: Ба – Бауэрсая, Кр – Кроноцкая; Ум – плато Умнак; Ка, ЮК – Камчатский и Южно-Корякский сегмент Ачайваям-Валагинской островной дуги. I и II – положение Ачайваям-Валагинской дуги в позднем мелу и в конце палеоцена, соответственно.

59–56 млн. лет

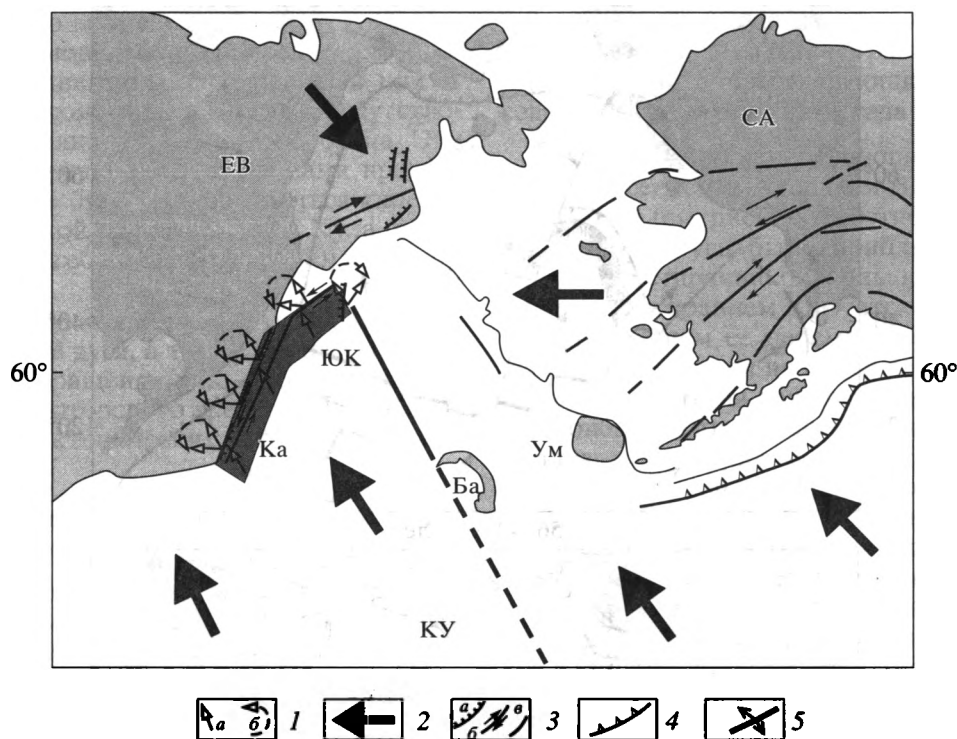


Рис. 6. Реконструкции тектонического развития Берингоморского региона в конце палеоцена.

1 – склонения докладчатой намагниченности (а), направления вращений островодужных блоков Ачайваем-Валагинской дуги в горизонтальной плоскости (б); 2 – направления перемещения литосферных плит; 3 – надвиги (а), сдвиги (б), субвертикальные разломы (в); 4 – зоны субдукции; 5 – задуговой спрединг. Остальные обозначения см. на рис. 5.

56–42 млн. лет

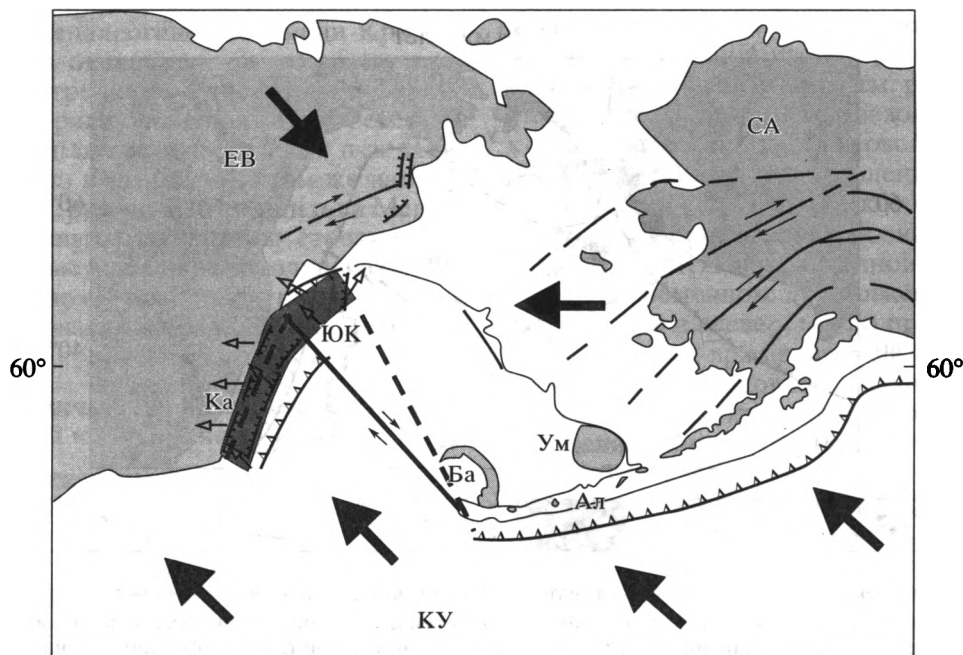


Рис. 7. Реконструкции тектонического развития Берингоморского региона в раннем–среднем эоцене.

Ал – Алеутская островная дуга. Остальные обозначения см. на рис. 5 и 6.

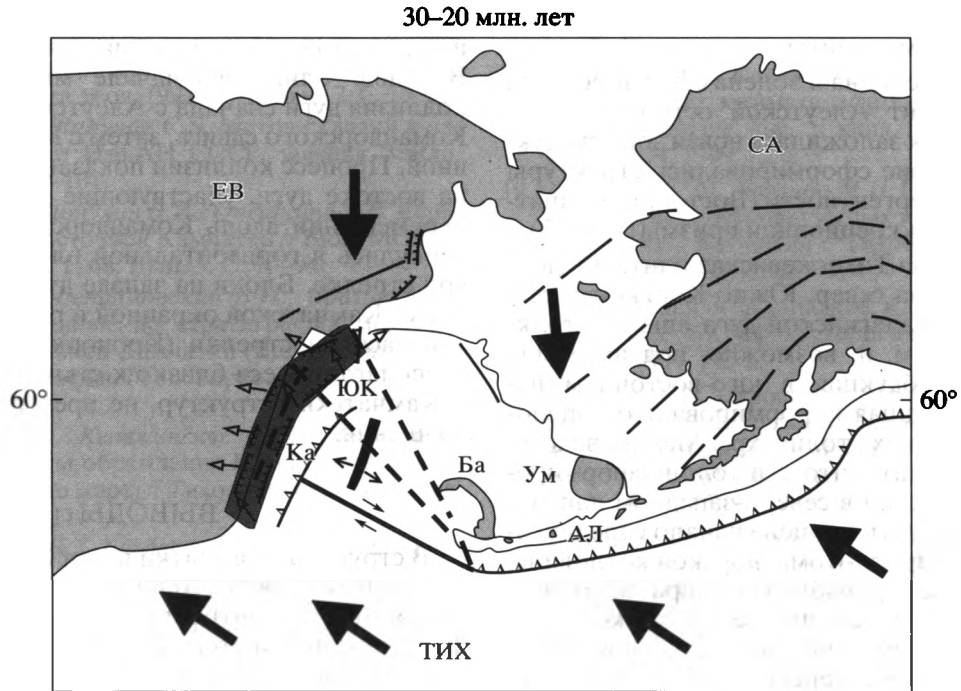


Рис. 8. Реконструкции тектонического развития Берингоморского региона в олигоцене. Обозначения см. на рис. 5 и 6.

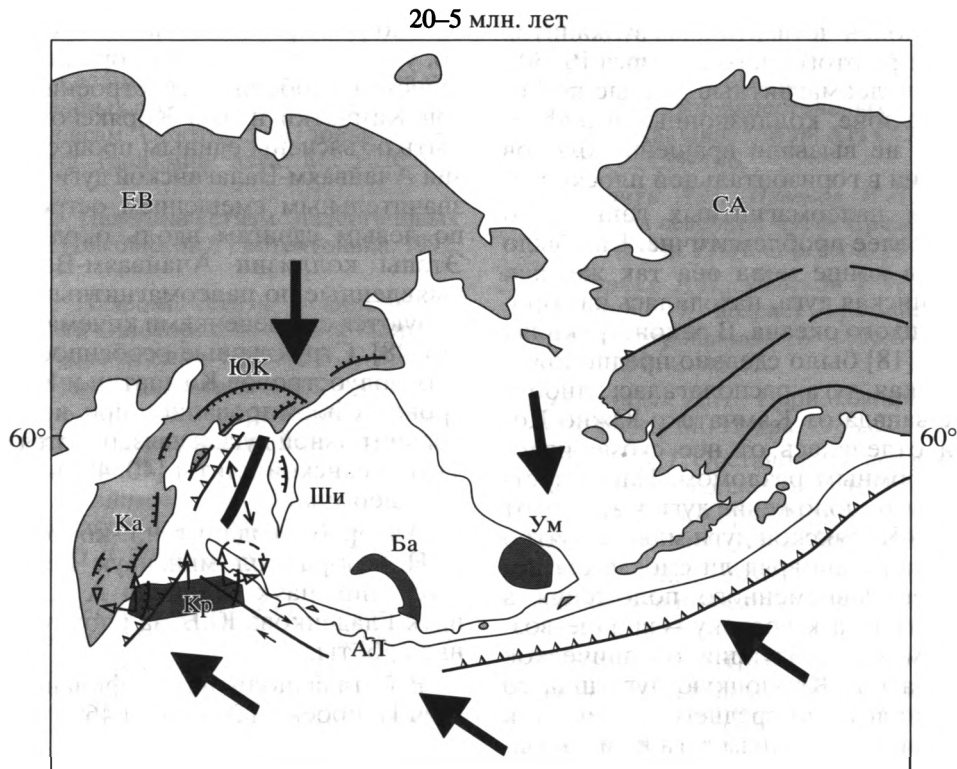


Рис. 9. Реконструкции тектонического развития Берингоморского региона в миоцене. Ши – хребет Ширцова. Остальные обозначения см. на рис. 5 и 6.

лее 45°, что привело к значительному уменьшению сдвиговой компоненты.

На рубеже палеоцена и эоцена сформировался Алеутский сегмент Алеутской островной дуги [53], а под материк заложилась новая зона субдукции и как следствие сформировались структуры юго-восточной вергентности (Восточно-Камчатская зона и зона аккреционной призмы) (рис. 7).

В начале эоцена Тихоокеанская плита продолжала смещаться на север. Южно-Корякский сегмент Ачайваям-Валагинской дуги еще не столкнулся с материком, и, возможно, под него еще продолжалась субдукция в юго-восточном направлении, приведшая к формированию эоценовых островодужных толщ хр. Малиновского. Но нельзя исключать, что эти толщи сформировались при субдукции в северо-западном направлении, если допустить в эоцене начало спрединговых процессов в прото-Командорской котловине. 42 млн. лет назад произошло отмирание хребта Кула-Пацифик, перемещение Тихоокеанской плиты стало северо-западным, что привело к формированию Командорского сдвига, который отсек часть структур Камчатки и Корякии от Тихоокеанской плиты (рис. 8). В среднем эоцене или позже (в олигоцене-миоцене) произошла коллизия Южно-Корякского сегмента дуги и начался (или продолжился) спрединг в Командорской котловине, который привел к новым деформациям в обрамлении Командорской котловины и формированию пояса плиоцен-четвертичных вулканитов островодужного и рифтогенного генезиса [6, 30]. Как показывают палеомагнитные данные по Говено-Карагинской зоне, коллизионные и рифтогенные процессы не вызвали вращений блоков пород юга Корякии в горизонтальной плоскости.

Интерпретация палеомагнитных данных по Кроноцкой дуге более проблематична. Как было показано выше, в конце мела она так же, как Ачайваям-Валагинская дуга, находилась на широтах Тихого океана. В реконструкциях Н.М. Левашовой [18] было сделано предположение, что Кроноцкая дуга располагалась либо с востока, либо с запада от Камчатско-Южно-Корякской дуги и отделялась от нее субмеридиональным трансформным разломом. Наши построения показали, что положение дуги к западу от Камчатско-Южно-Корякской дуги маловероятно (из этого положения она вряд ли смогла бы попасть в район ее современного положения в структуре Камчатки), а к востоку – вполне возможно. По-видимому, субдукция океанической коры плиты Кула под Кроноцкую дугу шла со стороны океана вплоть до среднего эоцена, так как по палеомагнитным данным дуга не испытывала значительных перемещений в этот период времени. В среднем эоцене в связи с прекращением спрединга в хребте Кула-Пацифик и изменением направления спрединга в Тихоокеанском

поднятии с северного на северо-западное Кроноцкая дуга стала перемещаться на северо-запад. В конце олигоцена-начале миоцена началась коллизия дуги сначала с Алеутской плитой вдоль Командорского сдвига, затем с Камчатской окраиной. Процесс коллизии показан на рис. 9. Блоки на востоке дуги, участвующие в левостороннем перемещении вдоль Командорского сдвига, развернулись в горизонтальной плоскости по часовой стрелке. Блоки на западе дуги косо столкнулись с Камчатской окраиной и развернулись против часовой стрелки (Кроноцкий п-ов). Блоки, располагающиеся близко к стыку Командорских и Камчатских структур, не претерпели сильных вращений.

ВЫВОДЫ

В структуре Камчатки и юга Корякского нагорья выделяются тектонические зоны, различающиеся по вергентности структур, времени их формирования и степени развернутости островодужных блоков, участвующих в структуре этих зон, в горизонтальной плоскости. Вращения против часовой стрелки островодужных толщ, обнажающихся в структурных зонах Камчатки и большинстве структурных зон юга Корякии, скорее всего, могут быть связаны с участием этих толщ в левосторонних сдвиговых перемещениях. Толщи Олюторского хребта на юге Корякии сильно развернуты по часовой стрелке и, вероятно, участвовали в правосторонних сдвигах. Большинство особенностей строения тектонических зон Камчатки и юга Корякского нагорья могут быть объяснены единым процессом косой коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с материком и значительным смещением островодужных толщ по левым сдвигам вдоль окраины континента. Этапы коллизии Ачайваям-Валагинской дуги, выявленные по палеомагнитным данным, коррелируются с изменениями кинематики плиты Кула [40, 48]. Структурные особенности зоны Восточных полуостровов Камчатки и Командорских островов сформировались при коллизии Кроноцкой островной дуги и увязываются с кинематикой Тихоокеанской плиты [40, 48] во второй половине палеогена.

Автор благодарит чл.-корр. РАН Богданова Н.А., д-ра геол.-мин. наук Чеховича В.Д., канд. геол.-мин. наук Шанцера А.Е., д-ра геол.-мин. наук Гладенкова Ю.Б. за плодотворное обсуждение работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 97-05-64609 и 00-05-64004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.

2. Антипов М.П., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.В., Шанцер А.Е. Строение прикамчатского участка дна Охотского моря и его кайнозойская история // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 2. С. 19–25.
3. Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
4. Басилян А.Э., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Верхний кайнозой восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 5. С. 79–94.
5. Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии мезозоя-кайнозой Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.
6. Богданов Н.А., Кебезинская П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины (Берингово море) // Тихоокеанская геология. 1988. № 8. С. 3–11.
7. Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Волобуева В.И., Музылев Н.Г., Таривердиева Т.И., Фрегатова Н.А. Планктон в палеогене п-ва Ильпинский // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85–91.
8. Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Митрофанова Л.И., Синельникова В.Н. Расчленение олигоцен-нижнемiocеновых толщ Восточной Камчатки (залив Корфа) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 3–16.
9. Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И. Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
10. Коваленко Д.В. Геологическая интерпретация палеомагнитных данных по позднемиоценовым и палеогеновым комплексам Олюторской зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1992. 21 с.
11. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78–95.
12. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
13. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция северо-западного обрамления Командорской котловины (Берингово море) // Геотектоника. 1999. № 5. С. 58–77.
14. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л. Палеомагнетизм северо-западной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1997. № 7. С. 81–91.
15. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л., Ярославцева Я.Ю. Палеомагнетизм геологических комплексов Олюторского хребта (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1999. № 2. С. 34–49.
16. Коваленко Д.В., Ширяевский Е.В., Левашова Н.А., Злобин В.Л., Носоров А.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Малкинского выступа (Камчатка) // Физика Земли. В печати.
17. Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л. Палеомагнетизм и тектоника о. Карагинский (юг Корякского нагорья) // Геотектоника. 1999. № 2. С. 54–72.
18. Левашова Н.М. Кинематика позднемиоценовых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1999. 22 с.
19. Левашова Н.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм позднемиоценовых островодужных комплексов Срединного хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 65–75.
20. Нижний палеоген западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 366 с.
21. Палечек Т.Н. Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляривевого анализа): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛ РАН, 1997. 22 с.
22. Савостин Л.А., Хейфец А.Н. Палеомагнетизм маастрихт-нижнепалеогеновых островодужных образований Олюторской зоны (южная Корякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 127–140.
23. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Камчатского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
24. Соловьев А.В., Брендон М.Т., Гарвер Д.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.
25. Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майни-Какыйне // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 139–146.
26. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
27. Федорчук А.В., Извеков И.Н., Вишневская В.С. Строение и возраст кремнисто-вулканогенных толщ ветроваянского аллохтона // Изв. вузов. 1991. № 8. С. 46–55.
28. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 263 с.
29. Чамов Н.П. Обстановки и история формирования меловых-палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений юга Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1994. 22 с.
30. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
31. Шапиро М.Н. Позднемиоценовая ачайваем-валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
32. Шапиро М.Н., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Региональные угловые несогласия в кайнозое Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 47–60.

33. Шаниро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
34. Эоцен западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
35. Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N. Paleomagnetism of Paleogene rocks of the Central-East Kamchatka and Komandorsky Island: tectonic implication // Tectonophysics. 1992. V. 201. № 1/2. P.157–174.
36. Beck M.E., Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 7115–7131.
37. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma // Journal of Geophysical Research. 1991. V. 96. P. 4029–4050.
38. Brandon M.T., Garver J.I., Solov'ev A.V., Bullen M.E., Ledneva G.V., Bogdanov N.A. Eocene collision and obduction of the Olutor island arc, Koriak Highland of Northern Kamchatka, Russian Far East // Terran Dynamics-97. New Zealand: Chrestchurd 1997. P. 213–214.
39. Demarest H.H., Jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4121–4328.
40. Engebretson D.S., Cox A., Gordon R.G., Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. Bull. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1985. V. 206. P. 1–59.
41. Fisher R.A. Dispersion on a sphere // Proc. Roy. Soc. L. 1953. A217. P. 295–305.
42. Geist E.L., Vallier T.L., Schooll D.W. Origin, transport, and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // Geol. Soc. of Am. Bull. 1994. V. 106. № 9. P. 1182–1194.
43. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J.R. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
44. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Ledneva G.V., Ivanova E.A., Vishnevskaya V.S. Allochthonous lithotectonic units of the NW Olutor terrane (NE Kamchatka) // Ofioliti. 1993. 18(2). P. 177–180.
45. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Nazimova Yu.V. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky Island (the western Bering Sea) // Ofioliti. 1991. V. 16. P. 79–110.
46. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Shapiro M.N. Late Cretaceous paleomagnetism of the East Ranges island arc complex, Kamchatka: Implications for terrane movements and kinematics of the northwest Pacific // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. NB11. P. 24843–24857.
47. Levashova N.N., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Lander A.N. Tectonic evolution of Kamchatka: synthesis of geological and paleomagnetic data // 6th Zonenshain conference on plate tectonic. Program and abstracts. Moscow: IOAN and GEOMAR, 1998. P. 234.
48. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Off-shore evidence and onshore implication // Geol. Soc. of America Bull. May 1988. P. 733–754.
49. Mardia K.V. Statistics of Directional Data. London: Academic. Press, 1972. 121 p.
50. Mc Fadden P.L., Jones D.L. The fold test in paleomagnetism // Geophys. J. of Royal Astronomy Society. 1981. V. 67. P. 53–58.
51. Norton J.O. Plate motions in the Pacific: The 43 Ma non-event // Tectonics. 1995. 14/5. P. 1080–1094.
52. Pechersky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharonova Z.V. Paleomagnetism of Palaeogene volcanic series of the Kamchatsky Mys Peninsular, East Kamchatka: the motion of an active island arc // Tectonophysics. 1997. V. 273. P. 219–237.
53. Rubenstone J.L. Geology, geochemistry of early submarine volcanic rocks of the Aleutian island and their bearing on the development of the Aleutian island arc. (Ph.D.Thesis), Cornell University, Ithaca, N.Y., 1984. 350 p.
54. Sager W.W. Late Eocene and Maastrichtian paleomagnetic poles for the Pacific plate: implications for the validity of seamount paleomagnetic data // Tectonophysics. 1987. 144/4. P. 301–314.
55. Zijdeveld J.D.A. Demagnetization in Rocks: Analysis of Results, Methods in Paleomagnetism / Eds. Collinson D.W., Creer K.M. Amsterdam a.o.: Publ. Co, 1967. P. 254–286.

Рецензенты: С.Д. Соколов, В.С. Буртман

A Model for the Tectonic Accretion of Island-arc Terranes in Kamchatka and southern Koryakia

D. V. Kovalenko

Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Staromonetni per. 22, Moscow, 109180 Russia

Abstract—Based on the analysis of geological and paleomagnetic data for Kamchatka and southern Koryakia, it is shown that these regions include tectonic zones different in geological structure and the direction of horizontal rotation of their island-arc blocks. The counterclockwise rotation of the island-arc terranes exposed in the structural zones of Kamchatka and southern Koryakia appear to have been related to their left-lateral strike-slip motions. The terranes of the Olyutorskii Range exposed in southern Koryakia were strongly rotated in the clockwise direction and seem to have been involved in the right-lateral strike-slip motion. Most of the peculiar structural features of the tectonic zones in Kamchatka and southern Koryakia can be explained by an oblique collision between the Achaivayam-Valaginskii arc and the continent with insignificant motion of the island-arc terranes along the left-lateral strike-slip faults parallel to the continental margin. The collision events of the Achaivayam-Valaginskii arc, proved by paleomagnetic data, correlate with changes in the Kula plate kinematics. The structural peculiarities of the zone, including eastern Kamchatka and the Komandor Islands, were produced by the collision of the Kronotskii island arc and are consistent with the kinematics of the Pacific plate in the second half of the Paleogene.

34-е МЕЖВЕДОМСТВЕННОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ

34-е Тектоническое совещание, проведенное в Москве 30 января–3 февраля 2001 г., было посвящено общим проблемам тектоники неогена. На двух пленарных и пяти секционных заседаниях было заслушано 74 доклада. В работе стендовой сессии приняло участие более 50 докладчиков.

На пленарных заседаниях были рассмотрены общие вопросы тектоники неогена, в частности, место неогена в общей направленности тектонической эволюции Земли (В.Е. Хаин), природа верхней границы консолидированной коры (М.Г. Леонов), общие вопросы тектонического строения континентальных окраин (Н.А. Богданов), противоречия концепции глубинных разломов с современными данными об их природе с позиций тектоники плит (Н.В. Короновский, М.Г. Ломидзе), современное состояние и перспективы аккреционной тектоники (С.Д. Соколов), проблемы тектоники мантийных плюмов (А.М. Никишин), роль современных геодезических измерений в разработке геотектонических концепций (М.Т. Прилепин и др.).

Часть докладов была посвящена крупным региональным обобщениям. Новейшая тектоника Азии по результатам интерпретации данных планетарной сейсмической томографии по трансекту от Индостанского полуострова до Арктического побережья была рассмотрена Г.Ф. Уфимцевым. Особенности тектонической структуры литосферы Северной Евразии по данным комплексных исследований вдоль сети опорных геофизических профилей был посвящен доклад А.С. Егорова и др. Новую модель докембрийской эволюции южной части Сибирского кратона предложил Е.В. Скляр с соавторами. Согласно этой модели, эволюция началась с раскола в рифее суперконтинента и зарождения Палеоазиатского океана, по периферии которого в позднем рифее были сформированы пассивные окраины атлантического типа. В венде–раннем кембрии наступила “тихоокеанская” стадия развития палеоокеана с формированием островных дуг и задуговых бассейнов. Закрытие палеоокеана и формирование мощной коллизионной зоны вдоль южного фланга Сибирского кратона произошло в ордовикское время. Анализ неотектоники и сейсμοдинамики Северо-Востока Азии позволили В.С. Имаеву и др. установить отчетливую зависимость формирования неотектонических структур от сейсμοгеодинамических условий на границах зон взаимодействия крупных литосферных плит (Евразийской, Северо-Американской, Китайской и Охотоморской), что позволяет прогнозировать

возможный сценарий развития сейсмотектонических процессов на Северо-Востоке Азии.

На секции “Тектоника активных окраин континентов” часть докладов была посвящена тектонике и геодинамике современных (в основном Восточно-Тихоокеанской), а часть – палеоконтинентальных окраин. Среди первых следует отметить доклад Е.А. Константиновской “Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование”, в котором автор доказывает различие в структурном развитии Северо-Восточной и Юго-Восточной континентальных окраин Азии. Новые данные по тектонике и кайнозойскому магматизму Кореи и синтез информации по вулканизму Сихотэ-Алиня и Японского моря позволили Н.И. Филатовой и П.И. Федорову охарактеризовать закономерности эволюции магматизма зон растяжения континентальной окраины востока Евразии – выявить латеральную зональность вулканитов на раннемиоценовом уровне и сделать вывод о двух различных тенденциях в эволюции кайнозойского магматизма участков края континента с различной интенсивностью растяжения.

Эволюция континентальной окраины Восточной Палеогондваны подробно рассмотрена Т.Н. Херасковой с соавторами. Выяснено, что на протяжении позднего докембрия–раннего палеозоя структуры Урало-Монгольского пояса представляли собой континентальную окраину Восточной Палеогондваны и зоны сочленения Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли.

Последние результаты исследований тектонического строения Южно-Анжуйской шовной зоны, проведенные Г.Е. Бондаренко и др., позволили утверждать, что позднепалеозойские и раннемезозойские комплексы в осевой ее части распространены шире, чем это предполагалось ранее, имеют аллохтонное залегание и подстилаются фрагментами офиолитов мезозойского, а, возможно, и палеозойского возраста.

На секции “Внутриплитная тектоника, тектоника осадочных бассейнов и внутренних морей” были заслушаны доклады по разным актуальным проблемам. В докладах сибирских геологов были продемонстрированы новейшие достижения в области изучения Западно-Сибирской провинции (доклады Е.В. Деева и С.В. Зиновьева, В.С. Бочкарева и др., А.Э. Конторовича и др.). Теперь можно констатировать, что степень изученности этой провинции стала достаточно детальной. М.Г. Леонов показал на многих примерах разные

варианты того, как на месте глубоких осадочных бассейнов возникают коллизионные швы. А.Ф. Грачев свел огромный материал по трещиноватости чехла Русской платформы и предположил, что трещиноватость в основном обусловлена процессами литификации осадков. Ю.А. Волож и соавторы предложили новую модель глубокого погружения Прикаспийской впадины, в которой значительную роль играют процессы подкоревой эклогитизации. В докладе коллектива авторов во главе с В.А. Быкадоровым была продемонстрирована серия карт для позднепалеозойских осадочных бассейнов Центральной Евразии и оценена их нефтегазоносность. Д.А. Астафьев обсудил общие вопросы классификации и строения осадочных бассейнов.

В работе секции “Геодинамика, моделирование” приняло участие свыше 60 человек. Среди активно обсуждаемых на секции тем были: проблемы кинетики и стадийности тектонических деформаций; вопросы строения и глубинного преобразования континентальной и океанической литосферы под складчатыми поясами и срединно-океаническими хребтами; феномен экстренной потери прочности литосферы и роль флюидодинамических явлений в этих процессах; разные типы реологического поведения горных пород в процессе тектонической деформации и связанные с этим текстурные особенности деформированных толщ. Большинство выступавших отметили высокий научный уровень всех представленных на секции докладов и большую актуальность поставленных в них проблем. Вместе с тем была отмечена и дискуссионность некоторых предложенных докладчиками геодинамических моделей.

На секции “Тектоническая структура и эволюция складчатых поясов неогей” большинство докладов было посвящено тектонике и палеогеодинамике Тянь-Шаня. Геологические, петролого-геохимические и минералогические данные изучения офиолитов и метаморфических ассоциаций Северного Тянь-Шаня (Кара-Арчинская, Киргиз-Терская и Макбальская зоны) позволили В.А. Симонову и др. сделать вывод о том, что офиолиты и метаморфиты Северного Тянь-Шаня формировались в палеогеодинамических условиях развития системы островная дуга–задуговой бассейн.

Атлас литолого-палеогеографических карт Тянь-Шаня был представлен для обсуждения Р.А. Максумовой и А.В. Дженчураевой. В составе атласа 38 литолого-палеогеографических карт, которые сопровождаются конкретными литолого-стратиграфическими колонками, картами выходов по каждой системе. Карта тектонического районирования завершает комплект карт и является синтезом всего материала по строению и эволюции геологических процессов покровно-складчатого сооружения Тянь-Шаня.

Проблема геодинамической обстановки проявления девонского континентального магматизма Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири была подробно рассмотрена А.М. Курчавовым. По данным этого исследователя, континентальные магматические образования девона охватывают непрерывным кольцом каледонский массив Средней Азии, Казахстана и Западной Сибири со сменой пород преимущественно низкокальциевой ветви известково-щелочной петрохимической серии, распространенных вдоль края каледонского массива, на более калиевые разновидности этой серии и шошонит-латитовой во внутренних частях каледонид.

Среди докладов, представленных на секции “Тектоника Урала” наибольшее внимание привлекли два доклада: Ал.В. Тевелева “Палеозойские зоны субдукции на Южном Урале (опыт обзора с анализом)” и А.Н. Диденко и др. “Геодинамика Полярного Урала в позднем докембриипалеозое на основе геологических и палеомагнитных данных”. В первом докладе была рассмотрена проблема выделения палеозон субдукции на Урале, которая является следствием неоднозначной оценки особенности взаимодействия Уральского палеоокеана с Восточно-Европейской и Казахстано-Тяньшаньской палеоплатформами. Существенные расхождения имеются в выделении самих этапов субдукции, их количества и интервалов. Во втором докладе проведен палеогеодинамический анализ структур Полярного сегмента Уральского складчатого пояса. В интерпретации этих авторов в венд-кембрийское время между Восточно-Европейским континентом и Гондваной располагался Протоуральский океанический бассейн, который, по существу, являлся западной частью Прототетиса. В конце кембрия и ордовике начался ускоренный дрейф Балтии к северу, сопровождавшийся ее значительным разворотом против часовой стрелки. Одновременно происходил разворот в том же направлении сформировавшихся к этому времени протоуральских аккреционных сооружений Тимано-Печорского региона. Дрейф Сибири был гораздо менее значительным, она оставалась в области экваториальных широт. Именно в это время оформился Палеоуральский океан как бассейн, расположенный между Балтией и Сибирью и структурно обособленный от палеоокеана Япетус.

Большинство заслушанных докладов представляют собой результаты исследований, выполненных на мировом уровне. Проведению совещания способствовала финансовая поддержка РФФИ. Совещание рекомендует Оргкомитету провести очередное 35-ое Тектоническое совещание МТК на тему “Тектоника и геофизика литосферы”.

Ю.В. Карякин

ШОЛПО ВИКТОР НИКОЛАЕВИЧ – К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ



18 октября члену редколлегии нашего журнала доктору геолого-минералогических наук Виктору Николаевичу Шолпо исполняется 70 лет.

Он родился в Ленинграде, в семье известных «эрмитажников-египтологов». В первые же дни войны отец ушел на фронт и погиб, защищая родной город. Детям пришлось пережить горькое время начала блокады, трудные годы эвакуации. В Ленинград осиротевшая семья не вернулась – мать начала работать в отделе Древнего Востока Московского музея изобразительных искусств, и дети постепенно почувствовали себя москвичами.

Почему мальчик из гуманитарной семьи потянулся к естественным наукам, почему увлекся геологией – сейчас уже неважно. Но учеба в МГРИ, студенческая полевая практика – все показало, что выбор не был случайным.

В марте 1956 года Виктор Николаевич стал сотрудником Отдела геодинамики Института физики земли АН СССР. И начал свои увлекательные путешествия и скрупулезное изучение одного из

самых интересных регионов СССР – Кавказа. Ненавязчивая опека его учителя В.В. Белоусова, поддержка старших коллег, замечательных специалистов А. Сорского и И. Кирилловой, возможность ежегодных многомесячных встреч с Кавказом – все это стало прекрасной школой для молодого геолога. И сегодня без преувеличения В.Н. Шолпо можно назвать одним из лучших знатоков Кавказа, причем, не только его геологии, но и его народов, их традиции, красочных обычаев и культуры. В этом Виктор Николаевич как бы повторяет традиции крупнейших русских геологов, которые умели видеть и описывать не только землю, но и людей на этой земле.

Годы странствий и размышлений принесли богатый научный урожай: 160 опубликованных работ, две авторских монографии и четыре написанных в соавторстве. Выбор, сделанный в юности, подтверждается просто-таки «вассальной» верностью: маститый ученый все эти годы предан Кавказу, альпийскому поясу (забавно, что с первого дня и вот уже 45 лет Шолпо работает в том же институте, в той же комнате, как бы демонстрируя и этим свои «фиксистские убеждения»).

Стратегическим направлением научных исследований В.Н. Шолпо всегда был механизм тектонических деформаций на фоне геологической истории развития складчатых областей и подвижных поясов. Но, следуя традициям своих учителей, он стал геологом-тектонистом широкого профиля. Эндогенные режимы, сейсмотектоника, закономерности пространственной организации структуры земной коры – вот неполный перечень проблем, в решение которых В.Н. Шолпо внес существенный вклад.

В результате исследований, проведенных на Восточном Кавказе, была установлена зональность складчатых форм с наиболее интенсивными деформациями в осевой зоне складчатой области. Выявленные закономерности организации структуры складчатых областей и особенности истории их геологического развития удовлетворительное объяснение находят в гипотезе глубинного диапиризма, которую В.Н. Шолпо разрабатывал с коллегами по ИФЗ. Позже она получила дальнейшее развитие и обоснование в концепции адвективных движений, как основного процесса, обеспечивающего структурообразование в тектоносфере.

Но интересы Виктора Николаевича не были ограничены только “любимым Кавказом”, который служил естественным полигоном для разработки отмеченных концепций. Он хорошо знает и другие складчатые области Средиземноморского подвижного пояса – Альпы, Копетдаг, Балканы. Их исследование позволило В.Н. Шолпо установить черты сходства и различия этих регионов и увязать их современную структуру с разными стадиями развития адвективных движений. Он очень чутко относится к новым идеям в тектонике и быстро реагирует на их появление, если они не расходятся с его концептуальными взглядами на геологическое развитие Земли. Так было с выявленными закономерностями распределения общей структуры подвижных поясов (Средиземноморского и азиатской ветви Тихоокеанского), которые привели Виктора Николаевича к выводу, что становление их структуры может быть обеспечено многоярусной, иерархически построенной адвекцией. Так было и с процессами структурообразования в земной коре и в литосфере, которые следует рассматривать как сложные нелинейные процессы, происходящие в многофазной среде в меняющихся термодинамических условиях. Так было и с идеей неравномерности распределения процессов активного тектогенеза во времени и пространстве, которые, по всей вероятности, связаны с периодичностью эволюции системы Земля–Луна, которая ответственна за изменение

полей напряжений в теле планеты и распределение в соответствии с этим энергомассопотоков.

Есть у нашего юбиляра еще одна замечательная черта: ему не только интересно изучать природу – с неменьшим увлечением он готов “объяснять” природу всем, кому интересно. Две популярные книги “Земля раскрывает свои тайны” и “Структура Земли: упорядоченность и беспорядок” разошлись в кратчайшие сроки и вызвали огромный интерес читателей. Поток писем, частое общение с читателями – тому подтверждение. Виктор Николаевич Шолпо никогда не чуждается популяризации геологических идей в различных изданиях. Он обладает “легким пером”, что в сочетании с четким мышлением делает его книги по настоящему популярными: они возбуждают обратную связь с читателем, реализуемую по переписке и в многочисленных личных встречах читателя с автором. Виктор Николаевич – всегда желанный гость в любимых им научно-популярных журналах “Земля и Вселенная” и “Наука в России”.

Редколлегия горячо поздравляет Виктора Николаевича Шолпо с юбилеем и желает ему здоровья, благополучия, плодотворного научного творчества и широты интересов, которую он сохранил до сегодняшнего дня.

Редколлегия журнала “Геотектоника”

Сдано в набор 13.06.2001 г.	Подписано к печати 09.08.2001 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Уч.-изд. л. 11.0
	Усл. кр.-отт. 5.4 тыс.	Бум. л. 6.0
	Тираж 343 экз.	Зак. 2463

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: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Налоговая льгота – общероссийский классификатор продукции ОК-005-93, том 2; 952000 – журналы

Международная академическая издательская компания “Наука/Интерпериодика” информирует о том, что завершился конкурс на лучшие публикации 2000 года в издаваемых ею журналах.

Лауреатами Премий МАИК “Наука/Интерпериодика” за 2000 год по группе наук о Земле стали авторы следующих публикаций:

ГЛАВНЫЕ ПРЕМИИ

1. *Моисеенко Т.И., Хубларян М.Г.*

Цикл работ “Антропогенное воздействие на водные ресурсы и его экологические последствия (разработка теоретических основ определения критических нагрузок)”.

«Водные ресурсы», «Геохимия», «Доклады Академии наук», «Вопросы ихтиологии», «Экология», «Вестник РАН»

2. *Кашин Ф.В., Арефьев В.Н., Вышератин К.Н., Каменоградский Н.Е., Семенов В.К., Синяков В.П.*

“Результаты экспериментальных исследований радиационно-активных составляющих атмосферы в центре Евразии”.

«Известия АН. Физика атмосферы и океана»

ПРЕМИИ

1. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Иванов В.Г., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Харин Г.С.*

Цикл работ “Мантийные плюмы и глубинная геодинамика”.

«Геотектоника», «Петрология»

2. *Ковалев К.Р., Гаськов И.В., Перцева А.П., Дистанов Э.Г.*

Цикл работ “Геологическое строение, изотопный состав и генезис колчеданно-полиметаллических руд месторождений Азиатской части России”.

«Геология рудных месторождений»

3. *Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р., Оловянишников В.Г., Раабен М.Е.*

“Доздиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея)”.

«Стратиграфия. Геологическая корреляция»

4. *Поляков В.Б., Минеев С.Д.*

Цикл работ “Мессбауэровская спектроскопия в изотопной геохимии”.

«Геохимия», «Журнал физической химии»

5. *Непрочнов Ю.П., Семенов Г.А., Волох А.Л., Гринько Б.Н., Безвербная В.В., Хао Тианьяо, Ганжа О.Ю., Пуцаровский Ю.М.*

Цикл работ “Проблемы строения и неоднородности земной коры и верхов мантии морей России и Мирового океана”.

«Океанология», «Доклады Академии наук»

Международная академическая издательская компания (МАИК) "Наука/Интерпериодика" информирует о начале конкурса на лучшие публикации 2001 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 55 Премий, из которых 5 - Главные. Размер и порядок распределения Премий по сравнению с прошлыми годами не изменены.

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ или циклов работ, впервые публикуемых в журналах МАИК.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- члены РАН, в том числе иностранные;
- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- МАИК "Наука/Интерпериодика".

Премии 2001 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (2001).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, **вышедших в свет с октября 2000 года по сентябрь 2001 года** включительно.

На кандидатов оформляются представления рекомендующих с приложением публикации, обоснования (на одной странице) и отзывов. Необходимым условием приема материалов на конкурс является четкое написание фамилии, имени и отчества каждого кандидата, а также названия статьи или цикла статей на русском и английском языках. Эти материалы принимаются **редакциями журналов до 1 декабря 2001 года** с последующей их передачей в **подкомиссии по научным направлениям до 15 декабря 2001 года**. Материалы, поступившие позднее указанных сроков, подкомиссией не рассматриваются. После указанных сроков не допускается замена или дополнение представленных материалов и изменение состава участников. Материалы, представленные на конкурс, участникам конкурса не возвращаются.

Окончательное решение по присуждению Премий возлагается на Комиссию по Премиям МАИК.

На соискание Премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Допускается повторное присуждение Премий.

Подробнее об условиях конкурса вы можете узнать в редакциях журналов, издаваемых МАИК.