

К. С. Дегтярев

ISSN 0016-853X

Номер 3

Май - Июнь 2003



# ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

*Российская академия наук*

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 2003 Май–Июнь

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

*Главный редактор*  
Ю.М. Пуцаровский

## Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь), 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.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, 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*

## Editorial board

Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary), 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.A. Mossakovsky (Coeditor), A.S. Perfilyev, S.V. Ruzhentsev, 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 3, 2003

---

---

Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции <i>О. М. Розен</i>	3
Анализ кинематики Карельского массива в палеопротерозое <i>С. Ю. Колодяжный</i>	22
Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования <i>И. Б. Серавкин, С. Е. Знаменский, А. М. Косарев</i>	42
Постсилурийская тектоническая история Юго-Восточного Казахстана <i>Л. И. Скринник</i>	65
Термотомография Западно-Арктического бассейна <i>М. Д. Хуторской, Л. В. Подгорных, И. С. Грамберг, Ю. Г. Леонов</i>	79

---

---

# Contents

---

---

## No. 3, 2003

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

---

---

<b>Siberian Craton: Tectonic Zonation and Evolution Stages</b> <i>O. M. Rozen</i>	3
<b>Analysis of the Paleoproterozoic Kinematics of the Karelian Massif</b> <i>S. Yu. Kolodyazhnyi</i>	22
<b>The Main Ural Fault in the South Urals: Structure and the Main Evolution Phases</b> <i>I. B. Seravkin, S. E. Znamenskii, and A. M. Kosarev</i>	42
<b>Post-Silurian Tectonic Evolution of Southeastern Kazakhstan</b> <i>L. I. Skrinnik</i>	65
<b>Thermal Tomography of the West Arctic Basin</b> <i>M. D. Khutorskoi, L. V. Podgornykh, I. S. Gramberg, and Yu. G. Leonov</i>	79

---

---

УДК 551.242.51(571.5)

## СИБИРСКИЙ КРАТОН: ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ

© 2003 г. О. М. Розен

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

Поступила в редакцию 19.04.2002 г.

Структура Сибирского кратона определяется двумя главными элементами: тектоническими блоками (террейнами) в десятки и сотни километров в поперечнике и разломными (коллизийными) зонами, длина которых нередко превышает тысячу километров при ширине до 30 км. Показано, что возраст вещества разных террейнов (время отделения от мантии) существенно различается и образует четыре группы значений: 3.5; 3.3; 3.0 и 2.5 млрд. лет, что указывает на их изначально независимое возникновение, предположительно в форме микроконтинентов.

Разломные зоны сочленения террейнов (сутурные швы) обычно имеют надвиговую природу и датируются гранитоидами, которые выплавились из сиалической коры 1.9 и 1.8 млрд. лет назад. Структурные и петрологические признаки позволяют относить эти разломные зоны к категории коллизийных зон. Локальный метаморфизм и гранитообразование внутри этих зон сопровождалось синхронным ареальным гранулитовым “сухим” метаморфизмом в соседних террейнах. Это свидетельствует о достаточно однородном поле повышенных температур и давлений, возникшем в коллизийной призме при надвигании сиалических пластин и утолщении коры. Сталкивавшиеся микроконтиненты в ходе коллизийного сжатия и надвигания были превращены в тектонические блоки, террейны. Одновременность коллизийных процессов указывает на то, что Сибирский кратон возник как единое целое в конце палеопротерозоя в результате слипания (амальгамации, аккреции) архейских микроконтинентов.

Выделены и кратко описаны многочисленные террейны, объединяющиеся в тектонические провинции (супертеррейны): Тунгусскую, Анабарскую, Оленекскую, Алданскую и Становую. Показано, что Сибирский кратон является частью палеопротерозойского суперконтинента (Пангея-1, возраст 2.0–1.7 млрд. лет), возникшего из фрагментов расчлененного архейского суперконтинента (Пангея-0, возраст 2.6 млрд. лет). Эти фрагменты выступали в качестве микроконтинентов со своими палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными чехлами с возрастом 2.4–2.1 млрд. лет, превращенными в процессе коллизии в складчатые пояса. Исключением является Ачитканский вулканогенный пояс, развивавшийся в конце палеопротерозоя в режиме островной дуги, а позднее – в процессе общей амальгамации – надвинутый на древнее основание и охваченный анорогенным кислым магматизмом (А-граниты).

### ВВЕДЕНИЕ

Этот краткий обзор основных элементов структуры Сибирского кратона основан на геологических и частично на геофизических данных, рассмотренных в свете современных результатов изотопно-геохронологических исследований. Опора на интерпретацию геолого-геохимических и изотопно-геохронологических данных по метаморфическим комплексам и коллизийным гранитоидам придает полученным результатам определенную условность. Однако достаточно высокая степень изученности кратона позволяет принять полученные выводы как определенную рабочую гипотезу. В тексте обсуждаются генетические и возрастные отношения, касающиеся условий и последовательности процессов формирования кратона, а геологическая ситуация показана на рисунках. Использование обобщающих работ [13, 17–19, 25, 35, 36, 41, 54] позволяет избежать обширного цитирования первоисточников.

Сибирский кратон, площадью около  $4 \times 10^9$  км<sup>2</sup>, большей частью (70%) перекрыт рифейско-фанерозойскими отложениями чехла мощностью 1–8 км, в среднем – около 4 км. С севера и востока кратон обрамлен складчатыми существенно осадочными поясами фанерозойского форланда (Таймырский и Верхоянский складчатые пояса), а с запада и юга располагаются вулканические орогенные пояса: палеозойский – Центрально-Азиатский и мезозойский – Монголо-Охотский.

### ТЕРРЕЙНЫ И КОЛЛИЗИОННЫЕ ЗОНЫ – ОСНОВНЫЕ ЕДИНИЦЫ ИСТОРИКО- ГЕОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Многочисленные схемы тектонического строения Сибирского кратона базировались на комплексном анализе преимущественно геологических и/или геофизических данных (обзор в [41] и др.), возникла концепция раннедокембрийских офео-

литов (океанической коры) [23] и нуклеаров [7, 51], предполагалась протерозойская аккреция блоков архейской коры [59]. Изотопно-возрастные данные позволили представить историко-геологические модели эволюции кратона (обзор в [36]). Появилось представление о разнородных и разновозрастных террейнах как главных элементах структуры кратона, которые первоначально возникли и развивались независимо один от другого, в виде изолированных сиалических масс (микроконтинентов), а потом в процессе столкновения (коллизии) образовали единый кратон.

Разломы, разделяющие террейны, обнаруживают признаки тектонического сдвигания и надрывания и отнесены к категории зон столкновения (коллизионные, или сутурные, зоны). Выявлен и другой необходимый признак коллизионных соотношений террейнов [35], а именно – синхронность локального метаморфизма и гранитообразования в зонах столкновения (коллизионных зонах, сутурах) и ареального метаморфизма в прилегающих террейнах. Такая синхронность может возникнуть только в результате самопроизвольного разогрева (термальной релаксации) внутри утолщенной коры коллизионной призмы, что вытекает из теоретического моделирования [47] и геологических наблюдений [37]. Современная структура кратона в целом рассматривается как результат столкновения и слипания (амальгамации, аккреции) разновозрастных микроконтинентов, превращенных в процессе коллизии в разнородные тектонические блоки – террейны [35, 40, 54].

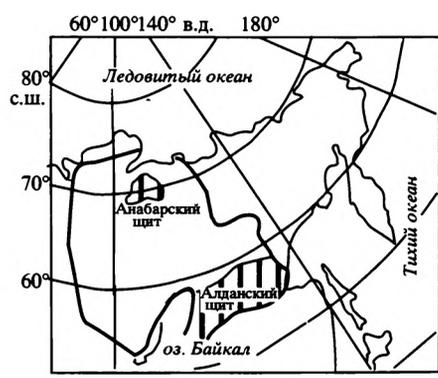
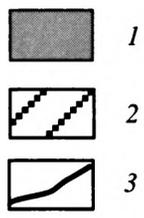
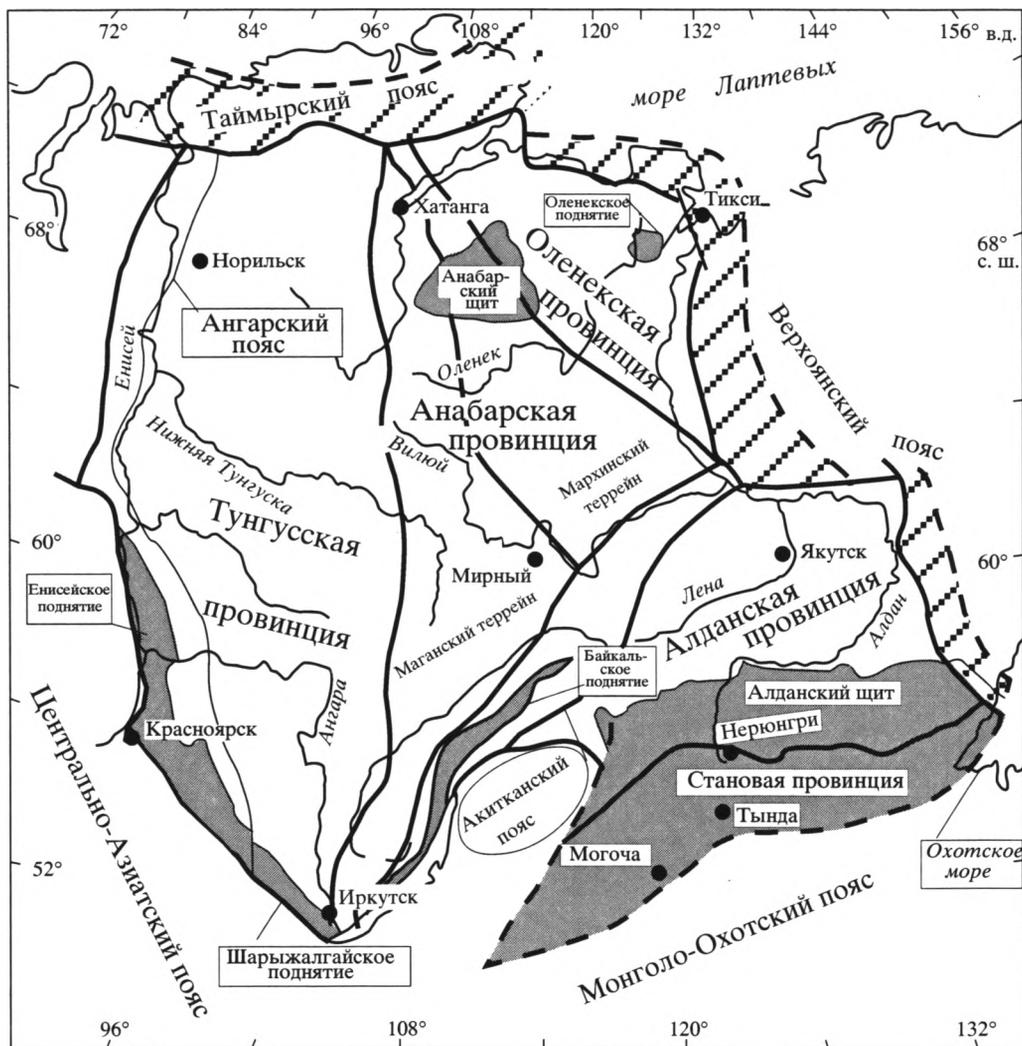
Известно, что основание Сибирской платформы состоит из двух элементов, а именно – гранулитогнейсовых и гранит-зеленокаменных ареалов [29]. По современным данным они являются разновозрастными и слагают соответствующие по составу террейны, достигающие в поперечнике десятков и сотен километров. Гранулитогнейсовые террейны состоят главным образом из ортопироксеновых плагиогнейсов (эндербитов), двупироксеновых основных кристаллосланцев (предположительно островодужные метавулканиды), а также метакarbonатов и ортопироксеновых кварцитов, в совокупности относящихся к гранулитовой фации метаморфизма. Они смяты в узкие (первые километры в размахе крыльев) изоклинальные складки, нередко участвующие в строении крупных анти- и синформ, и прослеживаются под покровом отложений чехла благодаря интенсивным положительным линейным магнитным полям ( $\Delta T_a$ ) и повышенным гравитационным полям, отмеченным, например, в работе [6]. В свою очередь, гранит-зеленокаменные террейны включают обширные изометричные, амебообразные ареалы гранитоидов, между которыми зажаты линейные складки, сложенные основными вулканидами и граувакками (зеленокаменные пояса), метаморфизованными в зеленосланцевой и/или

амфиболитовой фации, и занимающие 10–20% площади [32]. Эта ассоциация достаточно отчетливо выделяется по слабо отрицательным нелинейным, мозаичным магнитным полям и пониженным гравитационным полям, в которых выделяются крупные погребенные гранитные плутоны [15], тогда как линейные разноориентированные зеленокаменные пояса и/или основные – ультраосновные интрузии отличаются повышенным положительным магнитным полем [5]. Различия между первым и вторым типами террейнов наиболее ярко выявляются при сопоставлении тектонотипов. Следует отметить, что гранулитогнейсовые ассоциации (преимущественно гранулиты) представляют собой нижнекоровые образования, в то время как гранит-зеленокаменные – это верхнекоровые комплексы, где преобладают гранитоиды. Хотя теоретически оба типа могут быть совмещены в пределах эрозионной поверхности одного террейна, принятое бинарное разделение террейнов представляется необходимым упрощением и полезным инструментом исследования, впрямь до получения дополнительных геолого-геохронологических данных.

Коллизионные зоны сложены разнообразными бластомилонитами и тектонитами, мигматитами, автохтонными гранитоидами и содержат крупные отторженцы пород соседних террейнов [21, 54]. При ширине от сотен метров до 30 км, они отчетливо прослеживаются под чехлом на расстоянии более 1000 км, поскольку отличаются интенсивным знакопеременным линейным магнитным полем.

## СТРУКТУРА СИБИРСКОГО КРАТОНА

В структуре кратона разнообразные террейны объединены в более крупные единицы – супертеррейны или тектонические провинции – на основании геологических и пространственных соотношений, а также геофизических полей. По-видимому, прежде чем объединиться в структуру кратона, террейны группировались в крупные геологические тела, а уже столкновение и слипание последних привело позднее к возникновению единого кратона. Выделяются следующие тектонические провинции: Тунгусская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая (рис. 1). Они состоят из разнородных террейнов (тектонических блоков) и включают раннепротерозойские складчатые (орогенные) пояса. Особое место занимает Аkitканский вулканогенный пояс, разделяющий Анабарскую и Алданскую провинции. Эти структурные единицы первого порядка достаточно отчетливо выражены в геофизических полях, в частности, в полях аномального магнитного поля (рис. 2). Нетрудно видеть, что сравнительно редкие, произвольно ориентированные положительные аномалии на западе кратона соответствуют



**Рис. 1.** Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона (по [54], с исправлениями), пояснения в тексте  
 1 – обнаженные площади фундамента; 2 – палеозойско-мезозойские складчатые пояса форланда; 3 – главные разломные зоны (в пределах кратона – сутуры)

Тунгусской провинции, а также Оленекской – на северо-востоке, тогда как разворачивающиеся с долготных на северо-западные достаточно час-

тые аномалии отличают Анабарскую провинцию. На юго-востоке кратона субмеридиональные аномалии Алданской провинции отчетливо

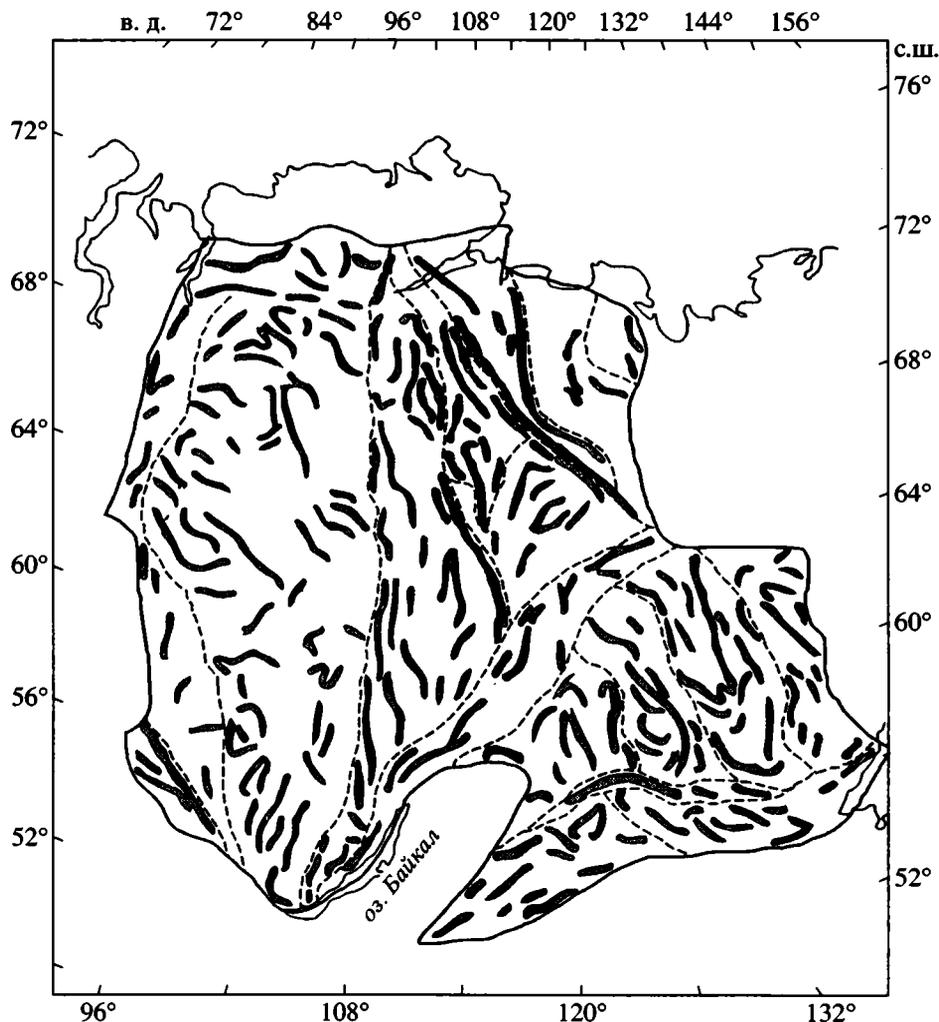


Рис. 2. Схема положительных аномалий магнитного поля ( $\Delta T_a > 1$  мЭ) Сибирского кратона (по данным [20]) и границы основных структур (пунктир)

сменяются к югу субширотными в Становой провинции.

Распределение тектонических провинций в пределах Сибирского кратона, описания террейнов и складчатых поясов приводятся по [35, 36, 54]. В качестве возрастной основы обсуждаются согласующиеся между собой датировки, для которых авторами даны достаточно определенные геологические и петрологические характеристики. Значительно более многочисленны датировки, вполне корректные с точки зрения изотопной аналитики, но лишенные отчетливого авторского геолого-петрологического анализа, использованы для сопоставлений.

Наиболее крупная Тунгусская провинция расположена в западной половине кратона, где большую часть площади занимает одноименный гранит-зеленокаменный терреин (рис. 3). Он перекрыт отложениями платформенного чехла и выходит на поверхность лишь на юге, в пределах

Шарыжалгайского поднятия. Здесь вулканиты и осадочные породы Онотского зеленокаменного пояса прорваны тоналитами (возраст 3.25 млрд. лет), слабо метаморфизованы 2.7–2.8 млрд. лет назад. Пояс окружен гранулитами с возрастом метаморфизма 2.4–2.5 млрд. лет (чарнокиты), и весь комплекс был интродуцирован коллизионными гранитами 1.95–1.96 и 1.82–1.87 млрд. лет назад (обзор в [36]).

Ангарский складчатый пояс обрамляет Тунгусский терреин с запада и юго-запада, обнажен в Енисейском Кряже и Присянье. Он прослеживается под чехлом на север до Таймыра благодаря отрицательному линейному аномальному магнитному полю и пониженному гравитационному полю. Его зеленокаменные комплексы (Енисейское тектоническое окно) и гранулитовый фундамент сформированы 2.73 млрд. лет назад, последний содержит чарнокитовые мобилизаты с возрастом 1.84 млрд. лет. Метавулканиты (биотит-

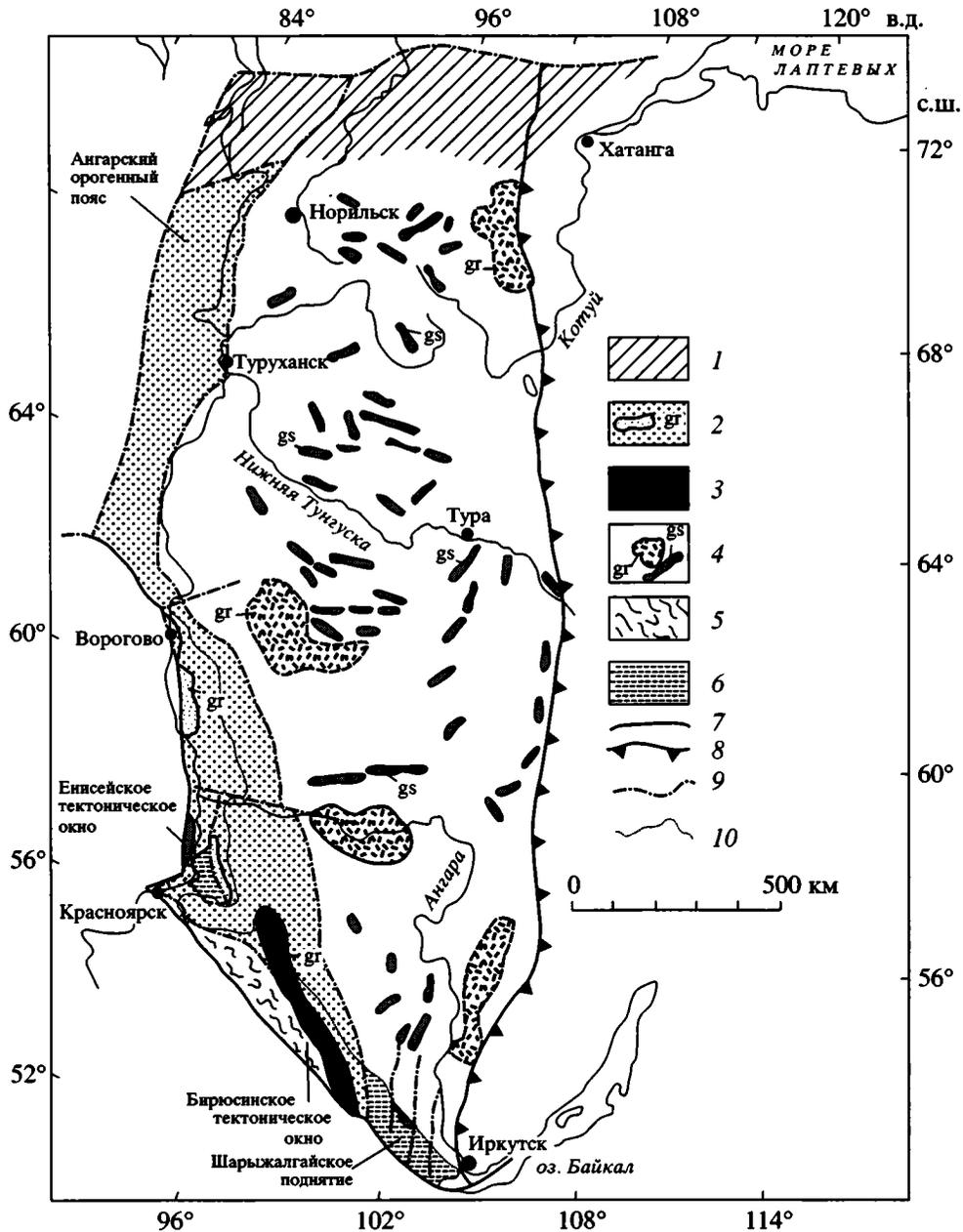


Рис. 3. Запад Сибирского кратона, Тунгусская тектоническая провинция (по данным [13, 33, 39 и др.]; реконструкция контуров под чехлом по геофизическим данным [5, 15])

1 – платформенный чехол, мощность более 8 км; 2 – метаморфизованные вулканиты и осадки, гранитоиды (gr); 3 – посттектонические граниты, 2,0–1,85 млрд. лет; 4 – гранит-зеленокаменные комплексы под чехлом, гранитные плутоны (gr), зеленокаменные пояса (gs) – по геофизическим данным; 5 – гранит-зеленокаменные комплексы на поверхности; 6 – метамафит-эндербитовый комплекс, 3,3 млрд. лет, чарнокиты, 2,5 и 1,9 млрд. лет; 7 – главные разломные зоны; 8 – то же с надвиговой составляющей; 9 – разломы; 10 – граница обнаженных регионов

роговообманковые гнейсы) здесь формировались одновременно с гранито-гнейсовыми куполами 1,9–2,2 млрд. лет назад [27], а гигантские линейные массивы гранитов (Саянский и Таракский) внедрились вдоль южной и западной окраин Тунгусского террейна примерно 1,78–1,90 млрд. лет назад (рис. 4). Ассоциация архейского фундамен-

та, раннепротерозойских вулканитов и окаймляющих кратон гигантских полосовых гранитоидных плутонов позволяет предполагать здесь режим активной континентальной окраины в конце раннего протерозоя [27, 55]. Этот режим, по-видимому, сохранился также и в рифее, когда накапливались вулканиты (возраст 0,87 млрд. лет) и

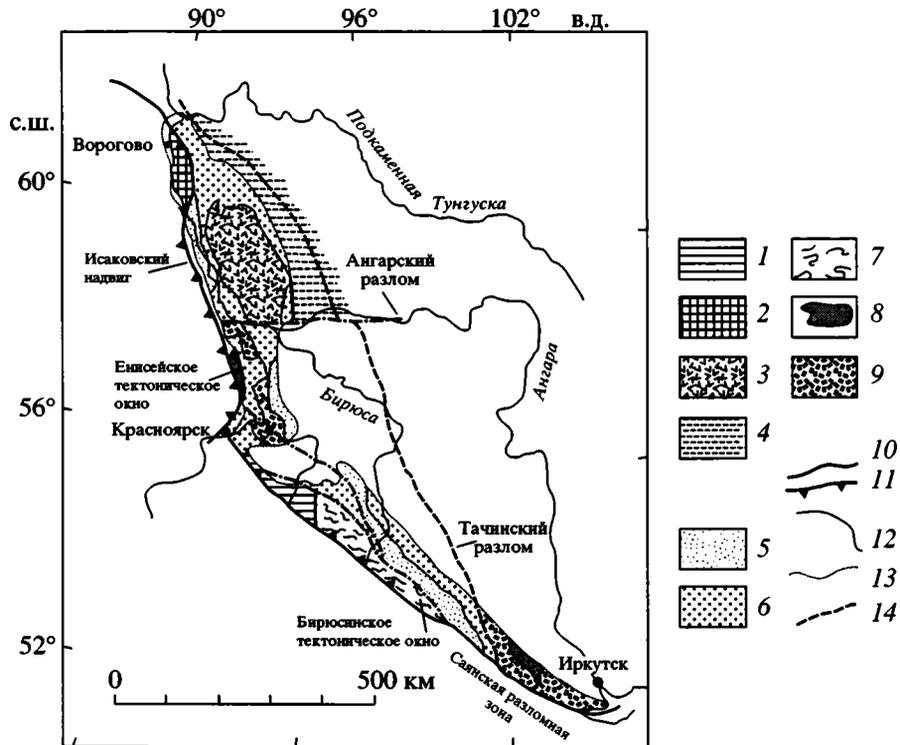


Рис. 4. Юго-запад Сибирского кратона и Енисейское поднятие, Тунгусская тектоническая провинция, Ангарский складчатый пояс (по данным [26, 27, 33])

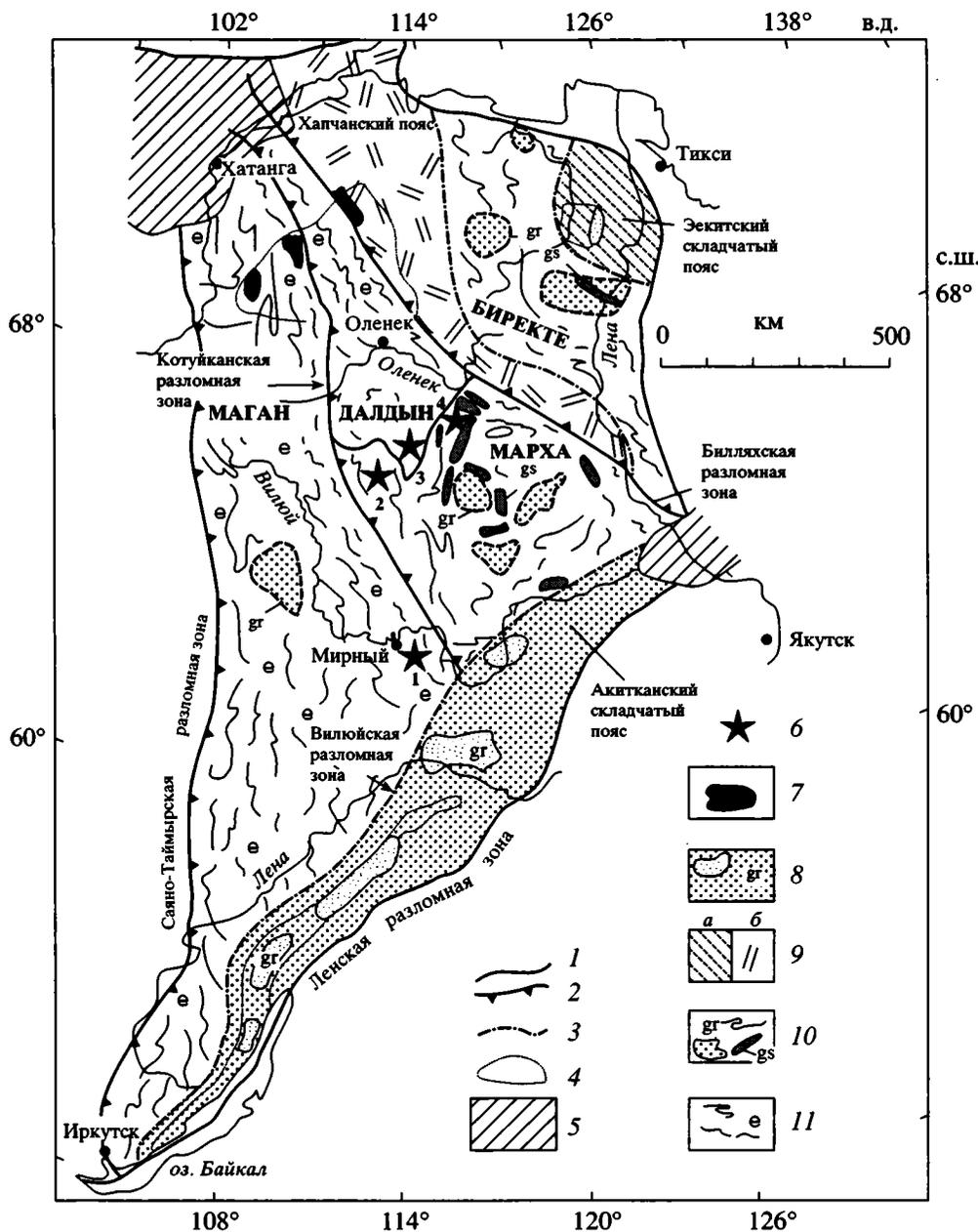
1–4 – палеозой–поздний протерозой: 1 – девонские вулканиты и гранитоиды, 2 – Исаковский покров (офиолиты, мафические интрузии, 0.64 млрд. лет), 3 – рифейские вулканиты, осадки и гранитоиды, 0.9 млрд. лет, 4 – деформированный рифейский чехол, мощность более 3 км; 5, 6 – ранний протерозой: 5 – гранитоиды Саянского и Таракского комплексов, 2.0–1.85 млрд. лет, 6 – метаморфизованные вулканиты и осадки, 2.2–1.9 млрд. лет; 7–9 – архейский фундамент: 7 – гранит-зеленокаменный комплекс, 2.8–2.7 млрд. лет, 8 – зеленокаменные пояса, 3.3–2.7 млрд. лет, 9 – метамафит-эндербитовый комплекс, 3.3 млрд. лет, чарнокиты, 2.5 и 1.9 млрд. лет; 10 – главные разломные зоны; 11 – то же с надвиговой составляющей; 12 – разломы; 13 – северо-восточная граница обнаженных регионов; 14 – восточная граница Ангарского складчатого пояса

формировались гранито-гнейсовые купола [27]. Позднее, при закрытии рифейского палеоокеана в венде, на эту активную рифейскую континентальную окраину были надвинуты рифейско-вендские офиолиты и островодужные вулканиты Исаковского [3] и Предивинского комплексов с возрастом 0.64 млрд. лет [4, 44].

На востоке Тунгуская провинция ограничена гигантской субмеридиональной Саяно-Таймырской разломной (коллизией) зоной, которая прослеживается под отложениями платформенного чехла по резкой смене мозаичных геофизических полей, присущих Тунгусскому террейну, на линейные поля, свойственные Маганскому террейну. Лишь на юге эта зона выходит на поверхность западнее оз. Байкал, где поздний метаморфизм шарыжалгайской серии предположительно обусловлен коллизийными процессами [59].

Центральную и северо-восточную часть кратона занимают Анабарская и Оленекская тектонические провинции. Анабарская провинция включает Маганский и Далдынский гранулитогнейсовые террейны, выходящие на поверхность

в пределах Анабарского щита (рис. 5, см. рис. 1). Они сложены метавулканитами ряда базальт-андезит-дацит-риолит, относящимися к толеитовой, известково-щелочной и высококальциевой сериям, предположительно островодужными, с возрастом формирования вещества 3.1 млрд. лет, и на северо-востоке обнаженной части Маганского террейна ассоциируются с метакорбонат-граувакково-вулканогенным комплексом, накопившимся 2.4 млрд. лет назад (вюрбюрская серия), тогда как возраст гранулитового метаморфизма и выплавления гранитоидов определен в 1.8 и 1.9 млрд. лет (обзор и ссылки в [35, 53]). К Анабарской провинции также относится перекрытый отложениями чехла Мархинский гранит-зеленокаменный террейн в бассейне р. Марха, где в керне глубоких скважин встречены гранитоиды [36]. Возраст формирования субстрата датируется Sm–Nd модельным методом по коровым ксенолитам в кимберлитах в 2.5 млрд. лет, а метаморфизма – Sm–Nd минеральная изохрона – в 1.76 млрд. лет (методология интерпретации модельных возрастов и обзор данных приведены в [35]).



**Рис. 5.** Северо-восток Сибирского кратона, Анабарский щит и Оленекское поднятие, Анабарская и Оленекская тектонические провинции (по данным [29, 42, 52, 53 и др.]; реконструкция контуров под чехлом по геофизическим данным [5, 15, 38])

Цифрами обозначены кимберлитовые поля, где датированы коровые ксенолиты: 1 – Мирнинское, 2 – Алакитское, 3 – Далдынское, 4 – Мунское.

1 – главные разломные зоны; 2 – то же с надвиговой составляющей; 3 – разломы; 4 – граница обнаженных регионов; 5 – платформенный чехол, мощность более 8 км; 6 – кимберлиты с датированными коровыми ксенолитами; 7 – габбро-анортозитовый комплекс, 2,55 млрд. лет; 8 – известково-щелочные вулканиты, осадки, А-гранитоиды, 2,0–1,9 млрд. лет; 9 – а – кислые вулканиты, силициты, граниты – 1,85 млрд. лет, б – парагнейсы и метакarbonаты, 2,4–2,0 млрд. лет; 10 – гранит-зеленокаменный комплекс: gs – зеленокаменные пояса и мафические интрузии; gr – крупные плутоны гранитоидов, архей; 11 – комплекс эндербитов и мафических гранулитов, 3,1–3,0 млрд. лет

**Котуйканская коллизионная (разломная) зона** расположена между Далдынским и Маганским террейнами. При ширине от первых километров и до 30 км она представляет собой коллизионный

бластомилонитовый макромеланж. В гнейсово-мигматитовом апомилонитовом матриксе (амфиболитовая фация метаморфизма), содержащем согласные и секущие жиллообразные тела авто-

хтонных гранитов, заключены тектонические блоки анортозитов и крупные, до десятков километров в длину, отторженцы гранулитов из прилегающих террейнов, подвергшиеся регрессивному амфиболитовому метаморфизму вследствие проникновения водного флюида вдоль поверхности надвигания [21, 52, 56]. Анортозиты сформировались в нижней коре  $2.55 \pm 0.5$  млрд. лет назад [35]. Характерным элементом меланжа являются согласные с расслоенностью тектонитов ленто-видные прослои седиментогенных кварцитов, карбонатов и аповулканогенных высокомагнетизальных амфиболитов, возможно, представляющих собой разобщенные фрагменты отложений межконтинентальных бассейнов, затянутых в зону коллизии, и на фронте столкновения микроконтинентов игравших роль субстанции пониженной вязкости (аккреционного клина в понимании [12]). Возраст бластотектонитов, а также мигматитов и гранитоидов, выплавившихся во время коллизионного утолщения коры при аккреции террейнов, составляет 1.8 и 1.9 млрд. лет [35].

Некоторые косвенные данные указывают также и на более древние проявления коллизионных процессов в этом регионе. Граница Мархинского (возраст 2.5 млрд. лет) и Далдынского (3.1 млрд. лет) террейнов (см. рис. 5) разделяет разновозрастные блоки коры, вероятно, представляет собой зону коллизии. Судя по геологическим соотношениям (см. рис. 5), эта зона должна быть существенно древнее, чем обе ограничивающие ее с востока и запада коллизионные зоны (Котуйканская и Биляхская, 1.8–2.0 млрд. лет). Возраст коллизии этих террейнов можно определить сугубо приблизительно в 2.3 млрд. лет. Другой случай связан с интерпретацией реликтов архейского гранулитового метаморфизма (2.76 млрд. лет [35]) внутри Далдынского террейна. Учитывая связь между гранулитовым метаморфизмом террейнов и процессами гранитообразования и метаморфизма в сопряженных коллизионных зонах, можно предполагать, что значение 2.76 млрд. лет характеризует наиболее ранний процесс коллизии в регионе, хотя геометрическая конфигурация объектов этого возраста в настоящее время неизвестна. Таким образом, в пределах Анабарской провинции намечается три последовательных эпохи коллизии. (1). Поздняя эпоха, когда гранитообразование в коллизионных зонах и ареальный гранулитовый метаморфизм в террейнах происходили дважды, 1.90–1.97 и 1.76–1.87 млрд. лет назад, поздний палеопротерозой. (2). Промежуточная эпоха, возраст примерно 2.3 млрд. лет, ранний палеопротерозой. (3). Наиболее ранняя эпоха, 2.8 млрд. лет, поздний архей.

**Биляхская коллизионная (разломная) зона** отделяет Анабарскую провинцию от Оленек-

кой. Возраст гранулитового метаморфизма приуроченных к ней отложений Хапчанского пояса составляет 1.97 млрд. лет, а коллизионных мигматитов и гранитоидов – 1.8 млрд. лет [35]. Судя по наблюдаемым направлениям падения метаморфической полосчатости, в процессе аккреции Анабарского и Оленекского супертеррейнов происходило надвигание с северо-востока на юго-запад (в современной структуре, рис. 6).

**Оленекская провинция** включает разнородные тектонические элементы, а также недостаточно изученный район так называемого Усть-Ленского выступа основания на северо-восточной окраине кратона. На западе провинции, в пределах окраины Анабарского щита, на поверхность выходят гранулитовые метаграувакки (гранатовые гнейсы) и метакarbonаты (известково-силикатные породы и кальцифиры) Хапчанского складчатого пояса (см. рис. 6). Возраст источника обломочного материала составляет 2.4 млрд. лет, а гранулитового метаморфизма – 1.97 млрд. лет [35]. Очевидно, что таким источником не могли быть породы прилегающего с запада Далдынского террейна с возрастом 3.1 млрд. лет. Размывался, вероятно, фундамент Биректинского гранит-зеленокаменного террейна (полностью перекрытого чехлом в настоящее время), а отложения Хапчанского пояса накапливались на его пассивной (западной в современной структуре) окраине. На Оленекском поднятии, где, вероятно, располагалась восточная, активная, окраина, накапливались кислые вулканиты и углеродистые силициты Экитского складчатого пояса, метаморфизованные 1.98 млрд. лет назад в зеленосланцевой фации и прорванные гранитоидами около 1.85 млрд. лет назад.

На юго-востоке кратона выделяются Алданская и Становая провинции, разделенные Каларской (Становой) зоной надвигания [54]. Анализ датировок и петрологических особенностей проведен в [31, 40]. Авторы полагают, что Алданский (Алдано-Становой) щит сформировался в результате последовательной аккреции к Алданскому и Тындинскому террейнам различных по геологической истории фрагментов орогенных поясов и кратонов в период с 2.1 по 1.7 млрд. лет.

**Алданская провинция** включает Олекминский (на западе) и Батомгский (на востоке) гранит-зеленокаменные террейны, между которыми располагаются Алданский и Учурский гранулитогнейсовые террейны (рис. 7). Особенностью структуры последних являются крупные овалы-антiformы, до 100 км в поперечнике, сложенные эндербитами и гранитоидами, относимые к категории куполов [10]. В центральной части Алданского террейна это Главный (Иенгрский) купол. На юге этого террейна – эндербитовый

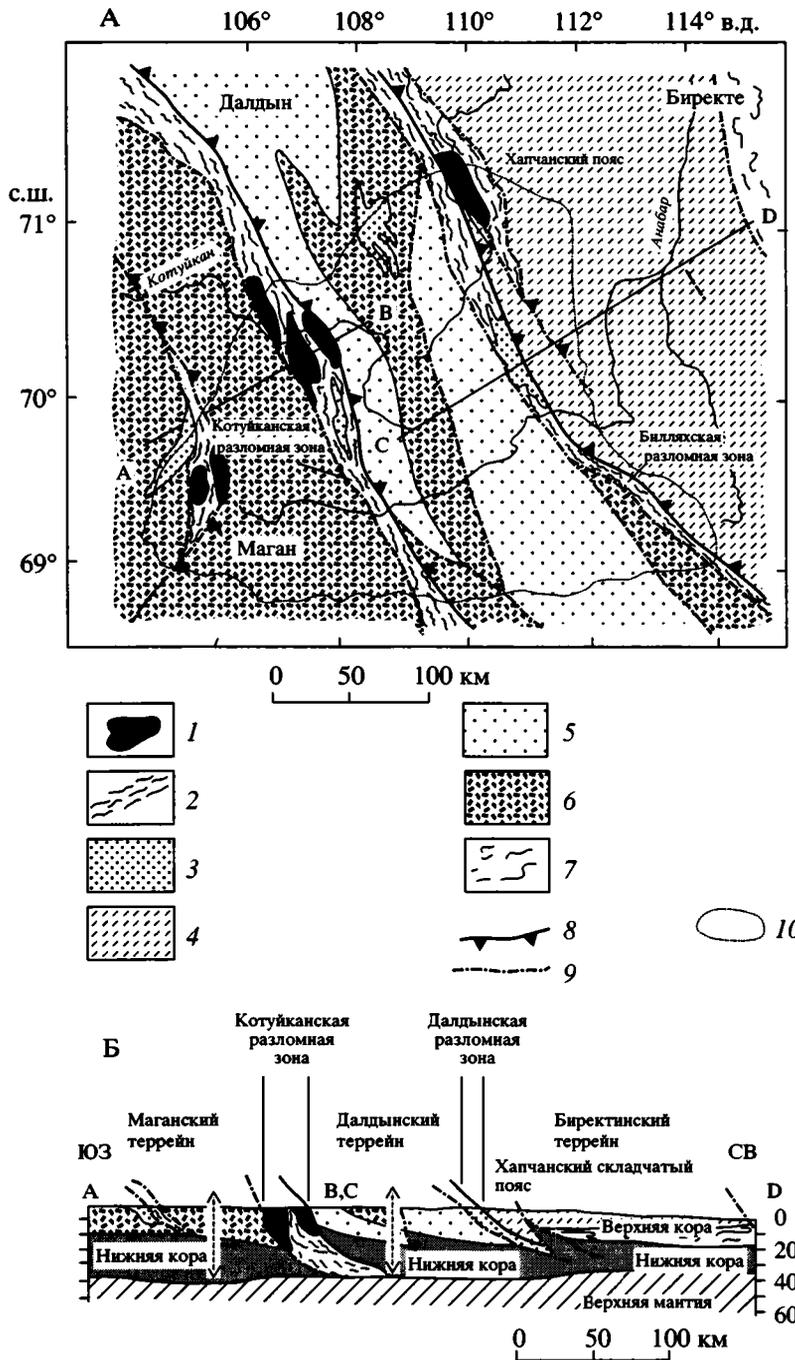


Рис. 6. Анабарский щит и его окружение, *Маганский, Далдынский, Биректинский террейны и Хапчанский складчатый пояс* (по данным [38, 52, 56]): А – схематическая геологическая карта, Б – профиль

1 – габбро-анортозитовый комплекс, 2,55 млрд. лет; 2 – главные разломные зоны: тектонический меланж с апомилонитовым мигматитовым матриксом, 1,9–1,8 млрд. лет; 3 – гранитоиды, 1,9–1,8 млрд. лет; 4 – гранулитовые метаграввакки и метакarbonate, 2,4–2,0 млрд. лет; 5 – эндрбиты и мафические гранулиты, 3,1–3,0 млрд. лет; 6 – эндрбиты и чарнокиты, 3,0–2,9 млрд. лет; 7 – гранит-зеленокаменная ассоциация, 2,5 млрд. лет; 8 – главные поверхности надвигов; 9 – разломы; 10 – обнаженная площадь Анабарского щита

Гонамский купол [8], а в Учурском террейне – Суннагинский, на правом берегу среднего течения р. Алдан [9, 30]. В Олекминском гранит-зеленокаменном и в Алданском гранулитогнейсовом

террейнах корообразующие процессы датированы U–Pb методом по цирконам в ~3,0 млрд. лет, время последующих преобразований – в ~2,0 млрд. лет, а полученные Sm–Nd методом значения T(DM)Nd

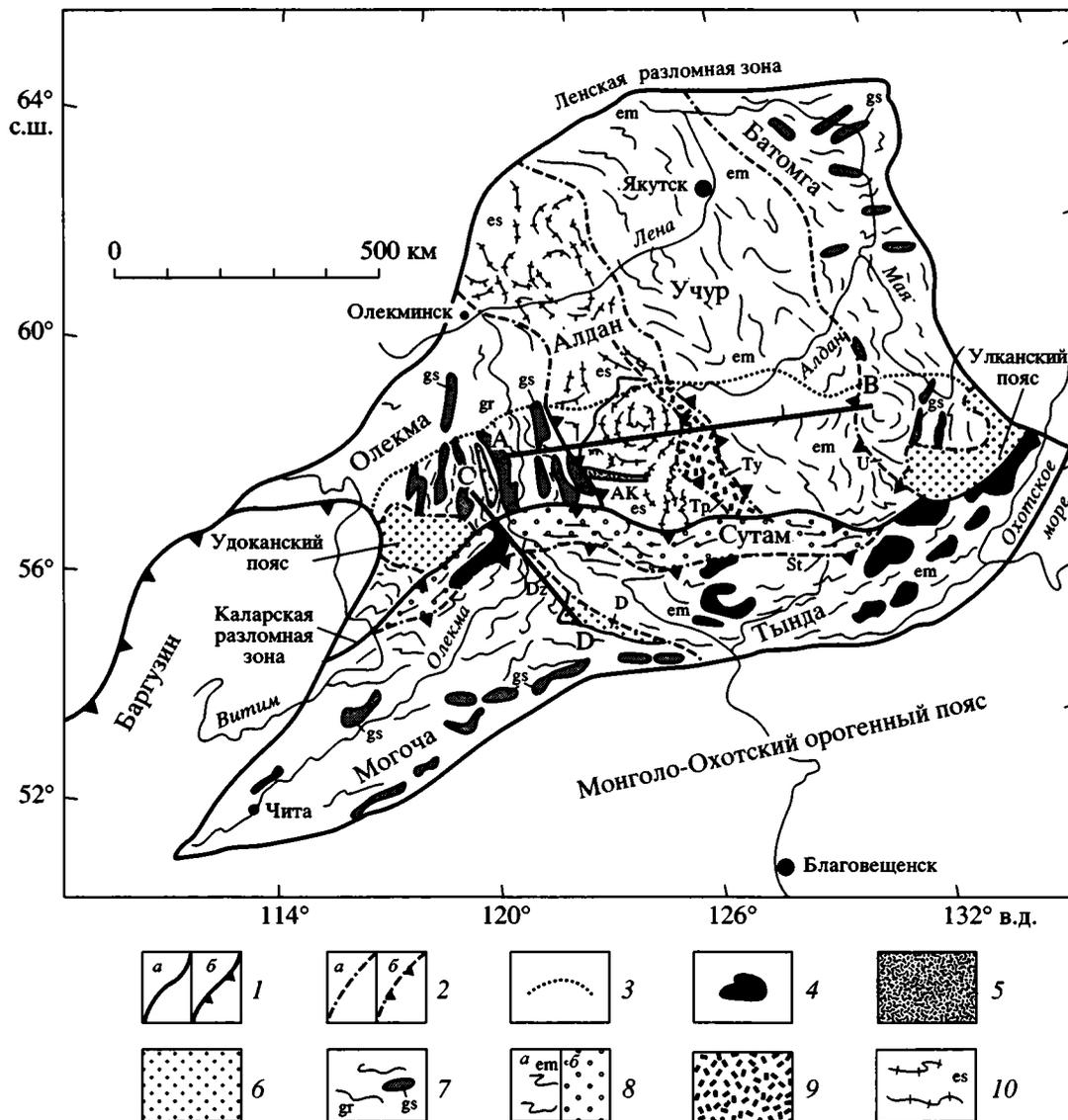


Рис. 7. Юго-восток Сибирского кратона, Алданская провинция (Олекминский, Алданский, Учурский и Батомский террейны), Становая провинция (Могочинский, Тындинский, Сутамский террейны и Джелтулакский складчатый пояс). Строение провинции на севере, под платформенным чехлом, показано по данным [5]

1 – главные разломные зоны (а), то же с надвиговой составляющей (б); 2 – прочие разломы (а), то же с надвиговой составляющей (б); 3 – северная граница обнаженных регионов; 4 – анортозиты и габбро, 2,8; 2,5 млрд. лет; 5 – Унгринский комплекс, габбро и диориты, 2,2 млрд. лет; 6 – деформированные осадочные и вулканические породы, 2,2–1,75 млрд. лет; 7 – гранит-зеленокаменный комплекс (gr), 3,5–3,0 млрд. лет, и зеленокаменные пояса (gs), под чехлом показаны по геофизическим данным; 8 – эндербиты и мафические гранулиты (а), 3,5–2,7 млрд. лет, интенсивно деформированные 2,2–1,8 млрд. лет назад (б); 9 – Иджекская зона, эндербиты, мафические гранулиты; метаграувакки <2,4–2,1 млрд. лет, чарнокиты 1,9 млрд. лет; 10 – комплекс эндербитов и метаседиментов, 3,5–3,3 млрд. лет.

А–В и С–D – линии профилей, показанных на рис. 9.

D – Джелтулакский складчатый пояс, главные разломы: АК – Алдан-Килиерский, St – Становой, Tr – Тимптонский, Ту – Тыркандинский; U – Улканский; Dz – Джелтулакский

составляют  $3.5\text{--}3.6 \pm 0.1$  и  $3.0 \pm 0.1$  млрд. лет (обзор в [36]), и одно определение для приразломных эклогитов – 2,4 млрд. лет [58], возможно, указывает на магматизм ранней эпохи коллизии. Метакarbonate по диаграмме  $^{207}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$ – $^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$  показали изохрону  $2.02 \pm 0.08$  млрд. лет [49], что,

очевидно, соответствует последнему термальному событию, а именно – протерозойской коллизии. Гранулитовые плаггиогнейсы Алданского террейна позднее датированы [48] как T(DM)Nd 3,25 млрд. лет и 2,74 млрд. лет, а метапелиты – T(DM)Nd (интегральный возраст области размы-

ва) – 2.18–2.21 млрд. лет, что оказалось близко ко времени внедрения базитов Унгринского блока с  $T(DM)Nd$  2.22 млрд. лет. По-видимому, раннепротерозойские магматические породы являлись источником определенной части седиментогенных гранулитовых метаморфитов Алданского террейна. Sm–Nd модельные датировки гранулитовых метаграувак Олекминского, Алданского и Учурского террейнов [18] показали значения усредненного возраста пород области размыва  $T(DM)Nd$  3.5; 3.0 и 2.6 млрд. лет, что соответствует датировкам близлежащих инфракрустальных комплексов, которые могли служить источником датированного таким способом обломочного материала. Приведенные авторами датировки в 2.2–2.4 млрд. лет для метатерригенных пород этих же террейнов указывают на возможный разрыв раннепротерозойских комплексов (не обнаруженных до настоящего времени) и подлежат более детальной интерпретации в дальнейшем. Датировки пород области размыва для метаграувак в Иджекском аллохтоне составили  $T(DM)Nd$  2.4–2.1 млрд. лет [18], что не противоречит возрасту метаморфизма от 1.92 до 1.77 млрд. лет, однако указывает на то, что соседние архейские террейны не могли служить источником обломочного материала. В этом случае Иджекский аллохтон представляет собой фрагмент неизвестного пока, вполне независимого палеопротерозойского террейна. На гранит-зеленокаменном основании Олекминского и Батомгского террейнов располагаются чехольные вулканогенно-осадочные комплексы, соответственно, Удоканского (обзор в [54]) и Улканского [50] складчатых поясов. Первый накапливался 2.2 млрд. лет назад, вероятно, как чехол на Олекминском микроконтиненте еще до начала аккреции, однако не исключено, что удоканские отложения формировались внутри предгорного прогиба, возникшего на фронте Станового супертеррейна в начале его надвигания к северу (в современной структуре) по Каларскому надвигу. Второй, Улканский, комплекс, по-видимому, заполнял – 1.7 млрд. лет назад – межгорный прогиб внутри сформировавшегося к этому времени коллизионного орогена Алданской тектонической провинции.

Коллизия Алданского и Учурского террейнов вдоль Тимптонской и Тыркандинской разломных зон датируется по времени выплавления чарнокитов Иджекского комплекса, 1.92 млрд. лет [2, 48], и ортопироксеновых диоритов в бассейне р. Тимптон, 1.95 млрд. лет (при модельных возрастах источника  $T(DM)Nd$  2.8–3.0 млрд. лет) [17].

**Становая провинция** располагается на юго-восточной окраине Сибирского картона (см. рис. 7). На юго-западе она включает Могочинский гранит-зеленокаменный террейн (гранитообразова-

ние 1.93 млрд. лет, последний метаморфизм 1.87 млрд. лет), а на востоке – Тындинский террейн, в строении которого участвуют домены амфиболитовой фации метаморфизма (Становой комплекс) и гранулитовой фации (Ларбинский комплекс) (обзор в [54]). Здесь внедрение тоналитов датируется в 2.78 млрд. лет (из источника 3.22 млрд. лет), а наложенный метаморфизм – 1.96 млрд. лет. Между этими террейнами 2.0 млрд. лет назад был зажат Джелтулакский складчатый пояс, сложенный обломочными отложениями и доломитами с прослоями базальтов, метаморфизованными в амфиболитовой – зеленосланцевой фациях. По Становой зоне разломов оба террейна надвинуты к северу на Сутамский террейн, который, в свою очередь, вдоль Каларской зоны разломов надвинут на прилегающие с севера террейны Алданской провинции (рис. 8).

Сутамский гранулито-гнейсовый террейн отличается повышенным содержанием в разрезе, до 40%, базитов (зверевский комплекс [11]) и высокотемпературным гранулитовым метаморфизмом (курультинский комплекс). Характерно присутствие массивов основных–ультраосновных пород и анортозитов (Каларский массив и др.), достигающих 50 км в длину. Ксенокристы циркона в метагаббро датируются в 3.46 млрд. лет, циркон в чарнокитах – 2.66 млрд. лет (ранняя коллизия), гранулитовый метаморфизм – 2.2; 1.8 млрд. лет (циркон) и 1.95 млрд. лет (Sm–Nd минеральная изохрона) (обзор в [54]). Позднее ортопироксеновые плагиогнейсы были неоднократно датированы по верхнему пересечению дискордии с конкордией для циркона в 3.1–3.2 млрд. лет, при возрасте наложенного процесса (нижнее пересечение тех же дискордий) 1.94–1.98 млрд. лет [34, 45]. Модельный Sm–Nd возраст протолита определен как 3.0 млрд. лет [19]. Датировка в 2.9 млрд. лет по Rb–Sr изохроне [22], возможно, характеризует локальный метаморфизм, связанный с древним коллизионным событием. Слабометаморфизованные базальты наложенного Холодниканского зеленокаменного пояса (см. рис. 8) сформировались 2.15 млрд. лет назад (Sm–Nd минеральная изохрона [54]). Наблюдаемые направления падения сланцеватости и метаморфической полосчатости позволяют предполагать, что Алданский террейн был надвинут на Олекминский террейн, а с востока на него по Тыркандинской–Тимптонской системе разломов надвигался Учурский террейн, под который был пододвинут Батомгский террейн (рис. 9, А). Амальгамация Алданского супертеррейна осуществлялась в широтном направлении (в современной структуре). Когда Алданский супертеррейн был уже сформирован, с юга надвинулся Сутамский супертеррейн по субширотной Каларской коллизионной зоне, пере-

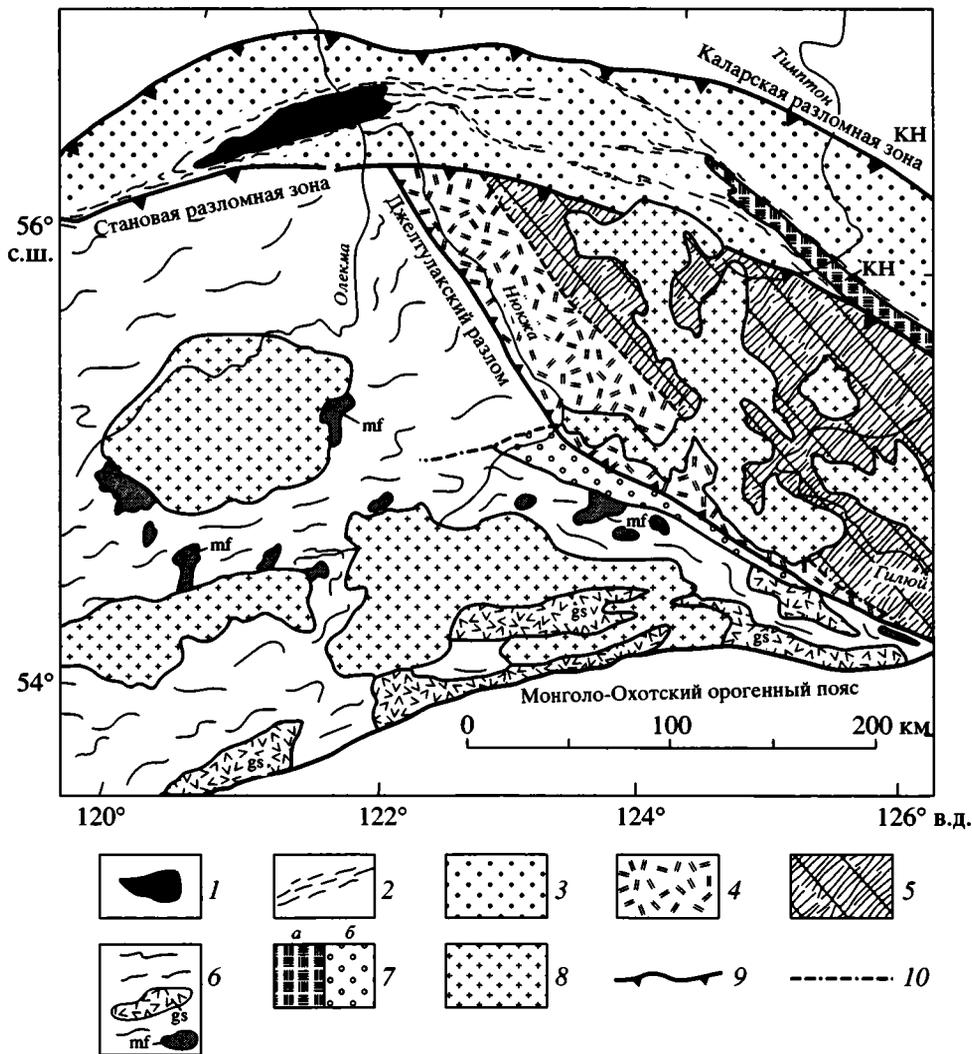


Рис. 8. Центральная часть Становой тектонической провинции (Сутамский, Тындинский, Могочинский террейны и Желтулакский складчатый пояс), по данным [16, 28, 24]

1-3 – *террейн Сутам*: 1 – Каларский анортозитовый массив, 2.8–2.5 млрд. лет, 2 – главные зоны расщепления, 3 – комплекс Зверева, мафические и ультрамафические гранулиты, эндробиты, 3.5–2.7 млрд. лет; 4, 5 – *террейн Тында*: 4 – Ларбинский комплекс, эндробиты и метаседименты, архей, 5 – Становой комплекс, метавулканыты, метаседименты, TTG; 3.2–2.8; 1.9 млрд. лет; 6 – *террейн Могоча* – гранит-зеленокаменный комплекс: gs – зеленокаменные пояса; mf – мафические и ультрамафические интрузии, зеленокаменные ассоциации, архей; 7: a – Холодниканский зеленокаменный пояс, 2.15 млрд. лет, б – Желтулакский орогенный пояс, метаосадки, базальты, интрузии сиенитов, 2.0 млрд. лет; 8 – палеозойские и мезозойские гранитоиды; 9 – главные зоны надвигов; 10 – крупные разломы. КН – Холодниканский вулканический пояс

крывающей разновозрастные террейны Алданской провинции. По этой коллизионной зоне были выдвинуты вверх глубинные (высокобарные) гранулитовые комплексы Сутамского террейна, отличающиеся повышенной плотностью и образующие гравитационный максимум (см. рис. 9, Б).

Ажитканский вулканогенный пояс северо-восточного простирания протягивается из Прибайкалья на северо-восток вплоть до р. Лены, где перекрыт вулканогенно-осадочным комплексом Вилюйского палеозойского рифта того же про-

стирания. Пояс почти под прямым углом срезает юго-восточные простирания структур Анабарской и Оленекской провинций по Вилюйской разломной зоне, а вдоль Ленской зоны – отделяется от Алданской провинции (рис. 10). Наиболее древними здесь являются глубокометаморфизованные метавулканыты, кварциты и карбонаты высоких степеней метаморфизма (чуйская, сарминская толщи) и чуйские граниты с возрастом циркона по верхнему пресечению дискордии 2.02–2.07 млрд. лет при модельном возрасте источника  $T(DM)Nd$  2.3–2.4 млрд. лет, претерпев-

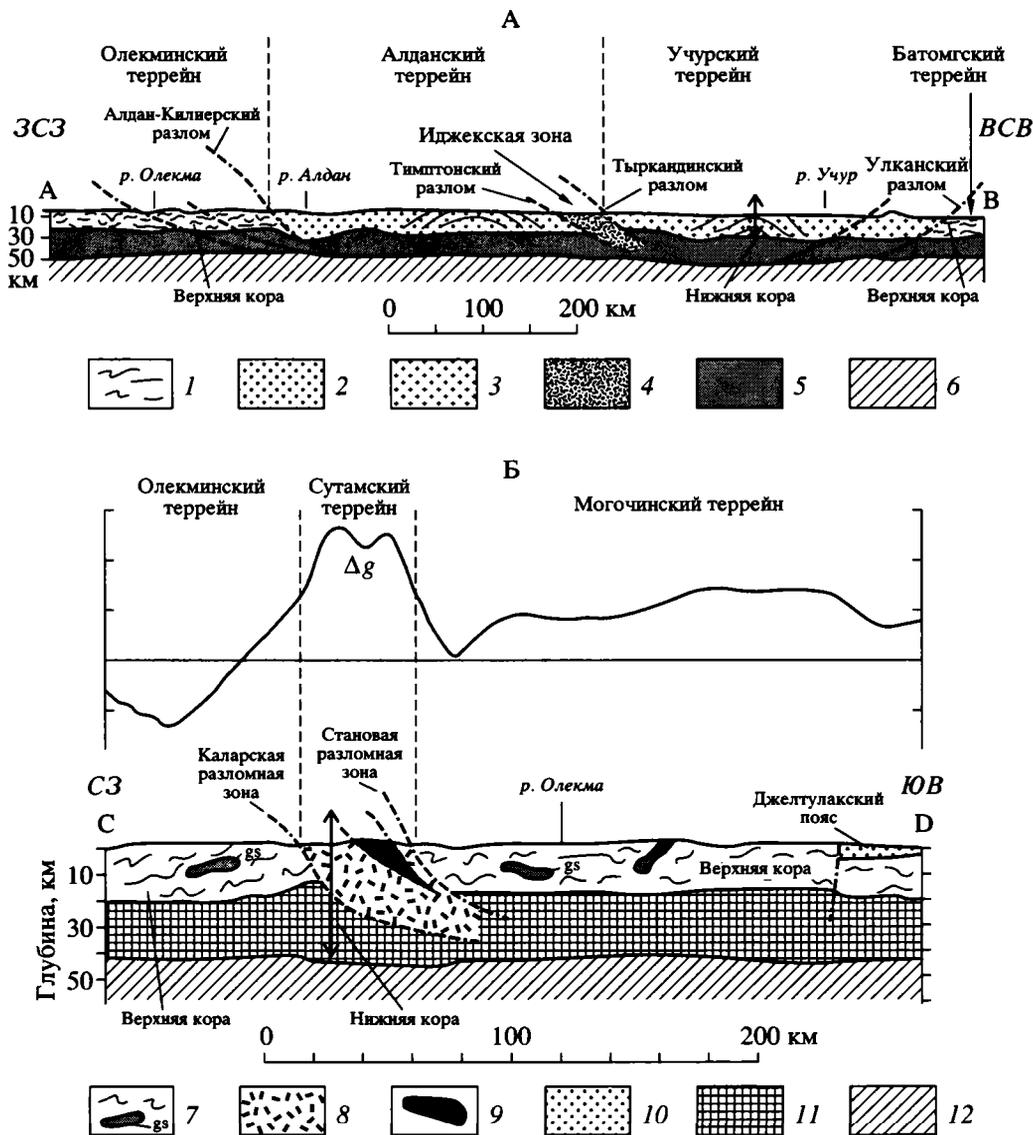
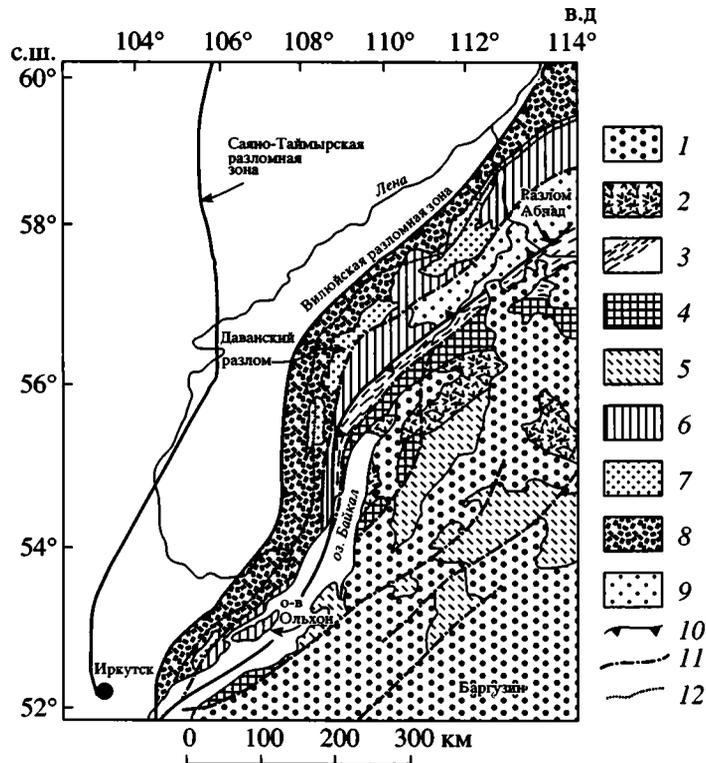


Рис. 9. Схематические профили через Алданскую и Становую провинции (по данным [1, 14, 29, 30] и др.): А – *Олекминский–Батомгский террейн*, Б – *Олекминский–Могочинский террейн*. Положение профилей показано на рис. 7. А. 1 – гранит-зеленокаменный комплекс; 2 – эндрбиты и метаморфизованные осадки; 3 – эндрбиты, чарнокиты и мафические гранулиты; 4 – эндрбиты, чарнокиты и метаморфизованные осадки; 5 – нижняя кора: базитовые горизонты, не выходящие на дневную поверхность; 6 – верхняя мантия; Б. 7 – гранит-зеленокаменный комплекс, gs – зеленокаменные пояса; 8 – эндрбиты и мафические гранулиты; 9 – анортозиты Каларского массива; 10 – деформированные осадочные и вулканогенные породы; 11 – нижняя кора: базитовые горизонты, не выходящие на дневную поверхность; 12 – верхняя мантия

шие перекристаллизацию во время коллизии 1.91–2.00 млрд. лет назад [25]. Эти признаки характеризуют пояс как самостоятельную островодужную систему позднего палеопротерозоя [54]. Судя по структурным соотношениям, эта складчатая система позднее была надвинута к северо-западу на комплексы Анабарской провинции. Затем, 1.83 и 1.87 млрд. лет назад, в два этапа, выплавилась калиевая формация шошонитового ряда, представленная акитканской вулканогенно-осадочной серией вместе с коагматическими Ирельскими и Абчадскими гранитоидами А-типа

[25]. Этот комплекс позднего палеопротерозоя формировался в условиях окраинного вулканоплутонического пояса [27], т.е. как вулканическая дуга на активной континентальной окраине Анабарского супертеррейна. Более поздние гранитоиды имеют возраст 0.32–0.73 млрд. лет, а наложенные термальные события датированы в 0.45–0.5 млрд. лет, что интерпретируется как результат влияния тектонических событий в Палеоозиатском океане и, в частности, в окрестностях Баргузинского террейна, расположенного восточнее южной части Акитканского пояса.



**Рис. 10.** Схема геологического строения Байкальского поднятия и прилегающего Забайкалья, Аkitканский складчатый пояс (по данным [42, 57] и др.)

1–5 – Центрально-Азиатский орогенный пояс (Баргузинский фрагмент): 1 – палеозойские гранитоиды, 2 – известково-щелочные вулканиты и ассоциирующие осадки, 1.9 млрд. лет, 3 – олокитская серия, осадки, базальты и риолиты, 0.7 млрд. лет, 4 – мафические и ультрамафические комплексы, 1.0 млрд. лет, 5 – нерасчлененный докембрий; 6–9 – Аkitканский складчатый пояс: 6 – метаморфиты чуйской серии с синтектоническими гранитоидами, 2.4–2.02 млрд. лет, и Ольхонского комплекса, 0.47 млрд. лет, 7 – гранитоиды Ирельского и Абчадского комплексов, 1.87–1.83 млрд. лет, 8 – метаморфизованные осадки и вулканиты акитканской серии, 1.87–1.83 млрд. лет, 9 – метаморфизованные отложения патомской и мамской серий; 10 – главные надвижки; 11 – разломы; 12 – северо-западная граница обнаженного региона

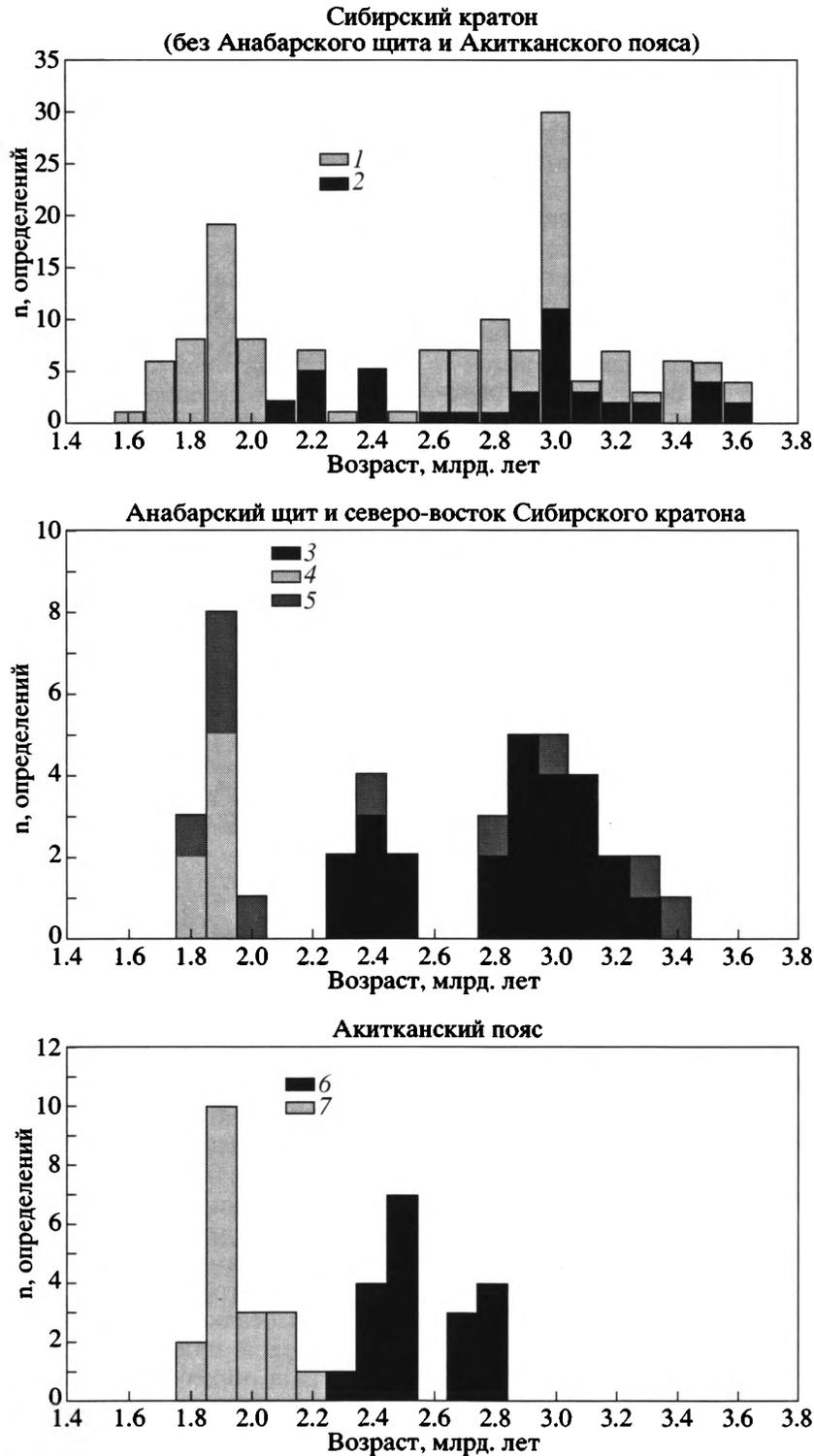
## ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КРАТОНА

Анализ частоты встречаемости изотопных датировок позволяет представить общую последовательность событий в истории кратона. Обработанная база изотопно-геохронологических данных включает 224 наиболее достоверные и геологически согласованные датировки. По Сибирскому кратону (без Анабарского щита и северо-востока) использованы 144 датировки, в том числе: 88 определений, опубликованных до 1992 г. [54], 56 определений по данным [17, 18] (датировки T(DM)Nd для метаграувакк, противоречащие существующим изотопным данным, исключены), а также по [19, 34, 45, 48, 49]. По Анабарскому щиту и северо-востоку кратона использованы 42 определения [35] и по Аkitканскому поясу – 36 определений ([25], с дополнениями из других источников).

Для Алданского щита и Енисейского поднятия (без Анабарского щита и северо-востока), т.е. для большей части Сибирского кратона, модельные возрасты, полученные Sm–Nd методом, опреде-

ляют время поступления вещества из деплетированной мантии в гранит-зеленокаменные и гранулитовые комплексы приблизительно в 3.5 и 3.0 млрд. лет (рис. 11). Датировки T(DM)Nd в 2.2–2.4 млрд. лет характеризуют события, непосредственно последовавшие за формированием микроконтинентов в связи с орогенезом (Унгринские мафиты, зеленокаменные образования Холодниканского пояса и др.). Датировки в интервале 1.7–2.0 млрд. лет принадлежат, главным образом, цирконам и характеризуют время анатектического выплавления кислых магм (мигматиты, гранитоиды, чарнокиты), явившегося следствием разогрева утолщенной при коллизии коры.

В пределах Анабарского щита и северо-востока Сибирского кратона наиболее ярко проявлены разновременность и разнородность процессов возникновения вещества террейнов и его коллизионного преобразования. Помимо отщепления магматитов от истощенной мантии 3.1–3.2 млрд. лет назад, здесь зафиксирован возраст мигматитов и гранитоидов по цирконам и совпадающий с ними



**Рис. 11.** Гистограммы изотопно-геохронологических датировок для Сибирского кратона в целом, Анабарского щита и северо-востока кратона и Аkitканского пояса, пояснения в тексте

1, 2 – Сибирский кратон (без Анабарского щита и Аkitканского пояса): 1 – Sm–Nd модельный возраст, T(DM)Nd, 42 определения, 2 – U–Pb, циркон, верхнее пересечение, 102 определения; 3–5 – Анабарский щит и северо-восток Сибирского кратона: 3 – Sm–Nd модельный возраст, T(DM)Nd, 25 определений, 4 – Sm–Nd минеральная изохрона, 7 определений, 5 – U–Pb, циркон, верхнее пересечение, 10 определений; 6, 7 – Аkitканский пояс ([25] и др.): 6 – Sm–Nd модельный возраст, T(DM)Nd, 19 определений, 7 – U–Pb, циркон, верхнее пересечение, 17 определений

возраст гранулитового метаморфизма по Sm–Nd минеральным изохронам (1.8–2.0 млрд. лет), как очевидно из рис. 11. Такое совпадение является необходимым следствием разогрева утолщенной коры в коллизионной призме [47]. Особая ситуация обнаруживается в Аkitканском поясе (см. рис. 11). Здесь датировки U–Pb методом по цирконам в интервале 1.8–2.0 млрд. лет принадлежат эффузивам с Sm–Nd модельным возрастом субдукционного источника 2.4 млрд. лет, а контаминация вулканитов древним материалом с модельным Sm–Nd возрастом 2.5–2.8 млрд. лет произошла, очевидно, под влиянием вещества пододвинутой в результате коллизии плиты, относимой в современной структуре к Анабарской тектонической провинции.

Общей чертой всех рассмотренных гистограмм (см. рис. 11) является концентрация модельных Sm–Nd датировок (предположительно характеризующих время поступления расплавов из мантии в кору микроконтинентов) в архее (3.5–2.6 млрд. лет) и значительно меньше – в палеопротерозое, 2.5–2.3 млрд. лет назад. Для позднего палеопротерозоя, напротив, характерно отсутствие модельных Sm–Nd датировок моложе 2.2 млрд. лет и преобладание в интервале 1.8–2.0 датировок по цирконам из мигматитов и гранитов. Очевидно, что мантийное вещество поступало в кору микроконтинентов в архее. В период аккреции кратона поступления нового вещества из мантии не было, а коллизионные гранитоиды выплавлялись из сиалического вещества древних микроконтинентов.

Таким образом, финальным результатом амальгамации архейских микроконтинентов было выплавление гранитоидов и чарнокитоидов вследствие саморазогрева в коре, утолщенной при коллизионном надвигании одних террейнов на другие. По-видимому, 1.8 млрд. лет назад возникло гигантское коллизионное горное сооружение Гималайского типа. В верхней части этого сооружения, вероятно, сосредоточились выплавленные при коллизии гранитоиды [37]. Подпираемая корой повышенной мощности, эта горная область была эродирована в течение последующих 150 млн. лет, когда верхний гранитный слой коры был местами полностью смыт, что вполне очевидно, по крайней мере, в пределах Анабарского щита. На образовавшемся пенеплене 1.65 млрд. лет назад начал накапливаться полого залегающий рифейский платформенный чехол.

Конец раннего протерозоя является важным моментом в глобальных циклах аккреции и распада суперконтинентов “от Пангеи до Пангеи” [12]. Предполагается, что на рубеже архея и протерозоя, около 2.5 млрд. лет назад, возникла Пангея-0 [43, 46]. В конце палеопротерозоя, 2.0–1.7 млрд. лет назад, возникла Пангея-1 [43], или Па-

леопангея. Частью этого суперконтинента и явился Сибирский кратон. Имеющиеся архейские датировки гранулитового метаморфизма (2.8 млрд. лет), вполне возможно, являются реликтовыми метками более раннего суперконтинента (Пангея-0). Справедливо предположить, что его распад явился причиной формирования разобщенных микроконтинентов, амальгамация которых в конце палеопротерозоя привела к образованию Сибирского кратона как части Пангеи-1. По-видимому, палеопротерозойский суперконтинент Сибири образовался из обломков первого, поздnearхейского, суперконтинента. Эти обломки перед амальгамацией представляли собой микроконтиненты. Местами на них накапливались палеопротерозойские осадочные чехлы и/или вулканиты, сопровождаемые комагматическими интрузиями. Во время столкновения и слипания микроконтинентов эти чехлы были смяты и превращены в складчатые пояса, а в верхнюю кору коллизионных систем поступали кислые коровые магмы. При этом поступление мантийного вещества отсутствовало, что является отличительной особенностью Сибирского фрагмента палеопротерозойского суперконтинента. Исключение составляет только Аkitканский пояс, развивавшийся в позднем палеопротерозое как островная дуга, которая во время амальгамации была надвинута на древнее основание.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структура Сибирского кратона определяется двумя главными элементами: тектоническими блоками (террейнами) в десятки и сотни километров в поперечнике и разломными (коллизионными) зонами, длина которых нередко превышает тысячу километров при ширине до 30 км. С известной долей условности различаются две группы террейнов: (1) гранулито-гнейсовые, сложенные разнообразными осадочно-вулканогенными и интрузивными, возможно, островодужными породами гранулитовой фации метаморфизма, и (2) гранит-зеленокаменные террейны, в которых осадки и мафические вулканиты зеленосланцевой или амфиболитовой фаций метаморфизма образуют узкие линейные структуры (зеленокаменные пояса) среди обширных ареалов гранитоидов. Установлено, что возраст вещества разных террейнов (время отделения от мантии) существенно различается и образует четыре группы значений: 3.5; 3.3; 3.0 и 2.5 млрд. лет, что указывает на их изначально независимое возникновение, предположительно в форме микроконтинентов. На их поверхности 2.4–2.1 млрд. лет назад формировались осадочные и осадочно-вулканогенные бассейны, позднее превращенные в наложенные складчатые пояса.

Разломные зоны сочленения террейнов (сутурные швы) обычно имеют надвиговую природу и датируются гранитоидами, которые выплавились из сиалической коры террейнов в два этапа, примерно 1.9 и 1.8 млрд. лет назад. Локальный метаморфизм и гранитообразование внутри этих зон сопровождалось ареальным гранулитовым “сухим” метаморфизмом в соседних террейнах, что свидетельствует о достаточно однородном поле повышенных температур и давлений, свойственном утолщенной коре. Структурные и петрологические признаки позволяют относить эти разломные зоны к категории коллизионных зон, по которым сталкивались и надвигались микроконтиненты. В процессе коллизии эти микроконтиненты были превращены в тектонические блоки, террейны. Одновременность коллизионных процессов указывает на то, что Сибирский кратон возник как единое целое в конце палеопротерозоя в результате слипания (амальгамации, аккреции) архейских микроконтинентов. Амальгамация фрагментов континентальной коры завершилась возникновением гигантского коллизионного горного сооружения около 1.8 млрд. лет назад, которое вскоре было полностью размыто, а на возникшем пенеппене 1.65 млрд. лет назад начали накапливаться обломочные платформенные отложения раннего рифея.

Сибирский кратон является частью палеопротерозойского суперконтинента (Пангея-1), возникшего из фрагментов расчлененного архейского суперконтинента (Пангея-0). Последние выступали в качестве микроконтинентов со своими палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными чехлами, превращенными после коллизии в складчатые пояса, наложенные на фундамент древних террейнов. Исключением является палеопротерозойский Ачитканский вулканогенный пояс, развивавшийся в режиме островной дуги, а позднее – в процессе общей амальгамации – надвинутый на древнее основание и охваченный анорогенным кислым магматизмом (А-граниты).

\* \* \*

Автор признателен В.А. Верниковскому, Н.Л. Добрецову, А.П. Смелову, В.С. Федоровскому и В.Е. Хаину за полезные обсуждения различных аспектов затронутых проблем, а также рецензенту М.В. Минцу, взявшему на себя труд внимательно прочесть рукопись и сделать ряд серьезных замечаний и предложений. Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 00-05-64784.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алакишин А.П., Карсаков Л.П. Глубинная структура зоны Станового разлома // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 76–86.
2. Бибикова Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л., Левченков О.А., Морозова И.М. Геохронология Витимо-Алданского щита // Методы изотопной геохронологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 135–189.
3. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 302 с.
4. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др. Новые U–Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 255–259.
5. Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и последовательность формирования континентальной коры // Геотектоника. 1978. № 1. С. 43–58.
6. Геншафт Н.С. Внутренние факторы тектонической мобильности платформ // Геотектоника. 1996. № 4. С. 13–24.
7. Глуховский М.З. Геологическая эволюция древних платформ. М.: Наука, 1996. 215 с.
8. Глуховский М.З., Моралев В.М. Гонамский эндербитовый купол Алданского щита – реконструкция тектонической эволюции // Геотектоника. 2001. № 5. С. 10–25.
9. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского эндербитового купола // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.
10. Глуховский М.З., Моралев В.М., Пузанов В.И. Тектоническая эволюция архейских эндербитовых куполов Алданского щита // Геотектоника. 1998. № 5. С. 32–45.
11. Годзевич Б.Л. Стратиграфия архея юга Алдано-Станового щита // Проблемы стратиграфии раннего докембрия средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 127–136.
12. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
13. Докембрийская геология СССР / Ред. Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1988. 443 с.
14. Дук В.Л. Геологическое строение Алдано-Станового щита / Ред. В.А. Рудник // Древнейшие породы Алдано-Станового щита, Восточная Сибирь, СССР. Путеводитель экскурсии, IGCP-420. Ленинград–Майнц, ИГГД АН СССР, 1989. С. 2–3.
15. Карта метаморфических и гранитных формаций СССР. Масштаб 1 : 10000000 / Ред. Б.Я. Хорева. Ленинград: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1987.
16. Кастрыкина В.М., Ельянов А.А. Стратиграфия станового комплекса в междуречье рр. Ньюжата-Тында и проблема структурной зональности Джугджуро-Становой складчатой области // Ранний до-

- кембрий Алданского массива и окружающих регионов. Ленинград: Наука, 1985. С. 69–72.
17. Ковач В.П. Гранитоидные комплексы центральной части Алданской гранулитогнейсовой области (геология и петрология): Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГД РАН, 1994. 24 с.
  18. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита, Sm–Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 3–17.
  19. Котов А.Б., Шемякин И.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 6. С. 809–812.
  20. Литвинова Т.П., Шмиярова Н.П., Ермошко Л.В. Карта аномального магнитного поля СССР и соседних территорий. Масштаб 1 : 10000000. Ленинград: Картфабрика Аэрогеология, 1978.
  21. Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 260 с.
  22. Мишкин М.А., Масловская М.Н., Лаврик С.Н., Вовна Г.М. Геохимия и Rb–Sr изотопия метабазит-эндербитовой формации юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 1999. № 9. С. 931–940.
  23. Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 166 с.
  24. Московченко Н.И., Шустова Л.Е., Красников Н.Н. и др. Становой мегаблок: тектонические подразделения, структурные комплексы и метаморфизм / Ред. Ф.П. Митрофанов // Эволюция раннедокембрийской литосферы в Алдано-Олекмо-Становом регионе. Ленинград: Наука, 1987. С. 146–200.
  25. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. Геохимические, геохронологические (U–Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
  26. Ножкин А.Д. Основные черты состава и строения докембрийских комплексов Енисейского кряжа / Ред. В.В. Ревердатто, В.В. Хлестов // Докембрийские кристаллические комплексы Енисейского кряжа. Новосибирск: Изд-во РАН, 1986. С. 9–18.
  27. Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и их металлогения // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1524–1544.
  28. Панченко И.В. Геология и метаморфическая эволюция нижнего докембрия в Становом хребте. Владивосток: Изд-во ДВЦ РАН, 1985. 152 с.
  29. Петров А.Ф., Гусев Г.С., Третьяков Ф.Ф., Оксман В.С. Архейский (алданский) и нижнепротерозойский (карельский) мегакомплексы / Ред. В.В. Ковальский // Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. С. 9–39.
  30. Попов Н.В., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И. Петрохимия архейских метавулканитов в Суннагинском блоке Алданского массива. Новосибирск: Наука, 1989. 25 с.
  31. Попов Н.В., Смелов А.П. Метаморфические формации Алданского щита // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 148–161.
  32. Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н. и др. Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск: Якутский науч. центр АН, 1990. 172 с.
  33. Постельников Е.С., Мусеибов Н.И. Структура фундамента в области байкальской орогении // Геотектоника. 1992. № 6. С. 37–51.
  34. Резванова Н.Г., Левченко О.А., Богомолов И.С. и др. Сопоставление методик сепарации фаз цирконов для геохронологических целей // Геохимия. 1994. № 7. С. 1076–1086.
  35. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные неоднородности раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–179.
  36. Розен О.М., Серенко В.П., Спеццус З.В. и др. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре кратона, особенности состава верхней и нижней коры // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 3–26.
  37. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 186 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 545).
  38. Самков В.В., Потапов С.В. Интерпретация гравитационных полей и глубинных сейсмических зондирований / Ред. В.М. Моралев // Структура земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 130–155.
  39. Селько А.Л. Главные стадии формирования континентальной коры в Восточном Саяне // Эволюция земной коры в докембрии и фанерозое. Новосибирск: Наука, 1988. С. 7–37.
  40. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Парфенов Л.М., Тимофеев В.Ф. Докембрийские террейны Алдано-Станового щита // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск: Изд-во Сантай, СО РАН, 1998. С. 119–120.
  41. Тектоника и эволюция земной коры Сибири / Ред. А.Л. Яншин, Ч.Б. Борукаев. Новосибирск: Наука, 1988. 175 с. (Тр. ИГиГ СО РАН, вып. 173).
  42. Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 400).
  43. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 605 с.
  44. Черных А.И. Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеостроводужных комплексов Енисейского кряжа: Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: Институт геологии СО РАН, 2000. 21 с.

45. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамско-го блока // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 526–529.
46. Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 163. P. 97–108.
47. England P.C., Thompson B. Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism // Jour. Petrol. 1984. Vol. 25. Pt. 4. P. 894–955.
48. Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for extensive proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // Precamb. Res. 1998. Vol. 89. № 1–2. P. 1–23.
49. 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 constraints // Precamb. Res. 1998. Vol. 91. P. 333–363.
50. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krinsky R.Sh. The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia, inferences from geochronological, geochemical and Nd–Sr–Pb isotopic data // Ann. Acad. Bras. Ci. 1997. Vol. 69. № 3. P. 295–312.
51. Moralev V.M., Glukhovskiy M.Z. Diamond-bearing kimberlite fields of the Siberian craton and the Early Precambrian geodynamics // Ore Geology Reviews. 2000. Vol. 17. P. 141–153.
52. Rosen O.M. Two geochemically different types of Precambrian crust in the Anabar Shield, North Siberia // Precambrian Res. 1989. Vol. 45. P. 129–142.
53. Rosen O.M. Metamorphic effects of tectonic movements at the lower crust level, Proterozoic collision zones and terranes of the Anabar shield // Geotectonics. 1995. Vol. 29. № 2. P. 91–101.
54. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton, a preliminary assessment / Ed. K.C. Condie // Archean crustal evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
55. Rosen O.M., Nozhkin A.D., Condie K.C. Active margin of the Tungus protocontinent in the early Proterozoic, the earliest shoreline of the Paleo-Asian ocean? / Eds. N.L. Dobretsov and N.A. Berzin // 4th Int. Symp. on dynamic evolution of Paleasian ocean. Novosibirsk: UIGGM, 1993. P. 117.
56. Rosen O.M., Rachkov V.S., Sonyushkin V.E. Metasomatism and partial melting of tectonites and origin of granites in shear belts of the Anabar Shield (North Siberia) // Geological Carpathica. Bratislava, 1990. Vol. 4. № 6. P. 693–708.
57. Rundkvist D.V., Sokolov Yu.M. Main features of precambrian metallogeny / Eds. D.V. Rundkvist and F.P. Mitrofanov // Precambrian geology of the USSR. Amsterdam: Elsevier, 1993. P. 1–6.
58. Smelov A.P., Beryozkin V.I. Retrograded eclogites in the Olekma granite-greenstone region, Aldan shield, Siberia // Precamb. Res. 1993. Vol. 62. P. 419–430.
59. Zonenshain L.P., Kuzmin V.I., Natapov L.M. Geology of the USSR, a plate tectonic synthesis // Am. Geophys. Union. Geodynamic series. 1989. Vol. 21. 242 p.

Рецензенты: М.В. Мици, В.М. Моралев

## Siberian Craton: Tectonic Zonation and Evolution Stages

O. M. Rozen

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

**Abstract**—The tectonic grain of the Siberian craton is determined by two principal types of tectonic elements, namely, tectonic blocks (terranes) measuring from tens to hundreds of kilometers across and faults (collision zones) not infrequently over a thousand kilometers long and up to 30 km wide. It has been demonstrated that the age of the matter in various terranes (the time of their separation from the mantle) differs considerably and forms four groups of values, viz.: 3.5; 3.3; 3.0; and 2.5 Ga, which indicates their initially independent origin, presumably, in the form of microcontinents. The fault zones (sutures) at the terrane junctions are usually thrusts, whose age is determined from the ages of granitoids, which originated from the sialic crust 1.9 and 1.8 Ga ago. The structural and petrologic features allow referring these fault zones to as collision ones. Granulite-facies “dry” metamorphism in the adjacent terranes accompanied the local metamorphism and granite formation within these zones. This suggests rather homogeneous elevated temperature and pressure fields that occurred in the collision prism in the process of thrusting the sialic plates and the crust thickening. The colliding microcontinents were transformed in the process of the continental compression and thrusting into tectonic blocks, or terranes. The simultaneity of the collision processes suggests that the Siberian Craton originated as a single whole in the latest Paleoproterozoic as a result of adhesion (amalgamation, accretion) of Archean microcontinents. Numerous terranes have been recognized and are briefly described in the present paper. These terranes are combined into the following tectonic provinces: Tunguska, Anabar, Olenek, Aldan, and Stanovoi Range. It has been demonstrated that the Siberian craton is a part of the Paleoproterozoic Pangea supercontinent (Pangea-1 2.0–1.7 Ga old) consisting of fragments of a broken Archean supercontinent (Pangea-0 2.6 Ga old). These fragments had acted as microcontinents having their own Paleoproterozoic sedimentary–volcanic covers 2.2–2.4 Ga old, which were transformed into fold belts by the collision. The Akitkan belt makes an exception: it evolved as an island arc in the latest Paleoproterozoic and was later, i.e., in the process of the general amalgamation, thrust over the ancient basement and intruded by anorogenic acid magmatic rocks (A-granites).

УДК 551.242.51(470.22)

## АНАЛИЗ КИНЕМАТИКИ КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ

© 2003 г. С. Ю. Колодяжный

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7*

Поступила в редакцию 04.06.2001 г.

На основании структурно-кинематических исследований и ряда геологических материалов предложена кинематическая модель эволюции Карельского массива в палеопротерозое. На этом этапе развитие данной гранит-зеленокаменной области проходило по сценарию внутриплитного тектогенеза: континентальный рифтогенез – область экстремального растяжения в условиях трансенсии – инверсия и тектоно-метаморфическая активизация на фоне транспрессии. Одним из ведущих факторов структурообразования в пределах массива было проявление эффекта вращения по часовой стрелке и формирование овально-концентрической и спиральной систем сдвигов, образовавших мегаструктурный ансамбль, во многом сходный с крупной вихревой структурой. Эволюция Карельского массива в палеопротерозое предопределялась суммарным действием ряда факторов: проявлением плюмовой тектоники, развитием процессов горизонтального течения в нижней коре, ротационными силами, воздействием внешних коллизионных процессов и латеральным тектоническим течением горных масс, появлением локальных сил, связанных с гетерогенным строением фундамента карелид. Предполагается, что взаимозависимое действие этих факторов было подчинено принципам нелинейной геодинамики, суть которых в данном случае сводится к самоорганизации независимых и хаотичных процессов течения масс в литосфере в упорядоченные системы.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время активно развиваются представления о формах и факторах внутриплитного тектогенеза, обуславливающих тектоническое развитие платформенных областей. При этом предмет исследований – континентальная кора – рассматривается как многослойная система, связанная с эволюцией и взаимодействием различных слоев: осадочного чехла, фундамента верхне- и нижнекорового уровней, вплоть до раздела Мохо [22–24, 26]. Важнейшими вопросами в этой области являются выявление источников сил, механизмов деформации и форм структурообразования в литосфере. В ряде работ [1, 9, 24–26, 35, 52] в качестве источников напряжений и деформаций на платформах рассматриваются факторы разного ранга и различной природы: (а) внешние, в том числе коллизионные; (б) факторы, связанные с подачей энергии из мантии, что отчасти сводится к механизмам плюмовой тектоники, либо к фазовым переходам вещества верхней мантии; (в) ротационные и (г) локальные причины, обусловленные неоднородностью строения литосферы на разных иерархических уровнях. Существенная роль в деформации континентальной литосферы отводится зонам сдвига, глубинным надвигам и срывам-отделителям на границах литосферных слоев, рифтогенным структурам, которые в совокупности часто образуют динамически сопряженные системы режимов транспрессии или трансенсии [26, 27, 34, 35, 57].

В разработке концепции внутриплитного тектогенеза весьма информативными являются структурно-кинематические исследования. Использование кинематического анализа в изучении различных слоев литосферы, обнажающихся в пределах древних щитов, дает возможность выявить закономерности строения и эволюции фундамента платформ. В частности, с помощью структурно-кинематических исследований были установлены факт высокой объемной подвижности кристаллических масс древнейших кратонов и существенная роль горизонтальных тектонических перемещений на плитной стадии их ремобилизации [2, 21, 22, 34, 35, 40]. Выявленные при этом принципы унаследованности тектонического развития и большое значение ранних докембрийских структур в последующей эволюции платформ показывают, что геодинамика щитов не является частной проблемой докембрия, а является основой заложения первичных неоднородностей фундамента, предопределяющих последующее развитие внутриплитных тектонических процессов [26, 27].

Использование современных методов структурно-кинематического анализа в изучении Балтийского щита, в частности Карельского массива, все еще носит локальный характер, но уже сейчас полученные данные позволяют строить модели кинематической эволюции этой области [2, 12, 14, 15, 22, 34, 35, 58, 61]. Эти построения еще да-

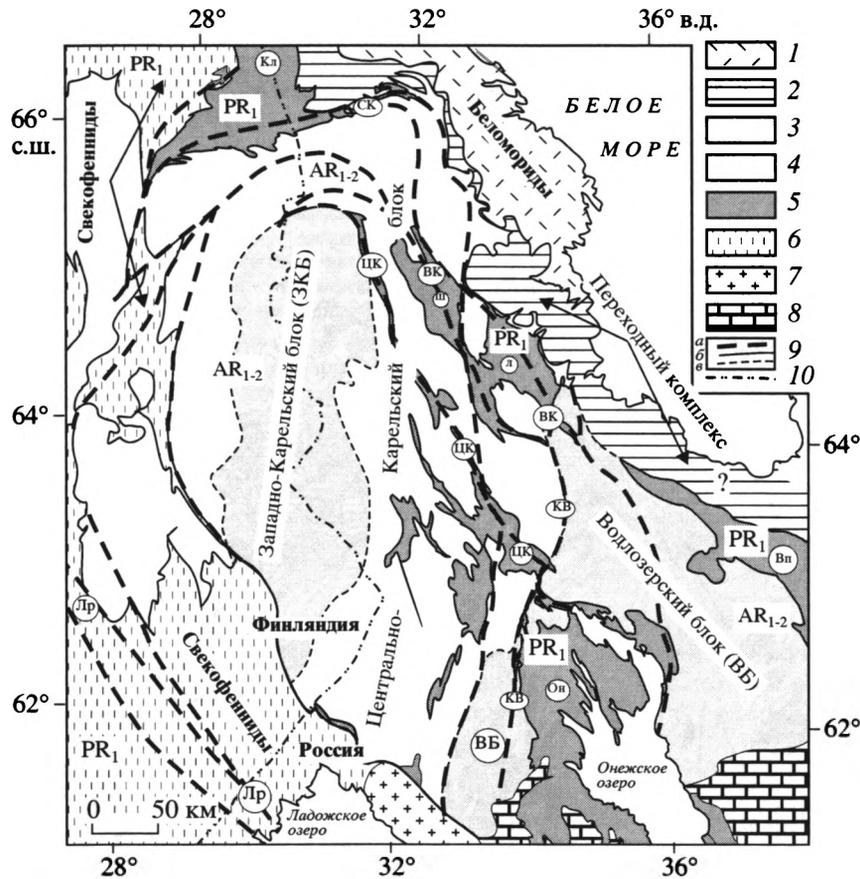


Рис. 1. Упрощенная схема тектонического районирования Карельского массива

1 – Беломорский подвижный пояс; 2 – “переходный” карельско-беломорский комплекс; 3, 4 – фундамент Карельского массива с модельным неодимовым возрастом > 3 млрд. лет (3) и < 3 млрд. лет (4); 5 – палеопротерозойские комплексы; 6 – Свекофенский подвижный пояс; 7 – граниты-рапакиви; 8 – платформенный чехол Восточно-Европейской платформы; 9 – зоны сдвиговых деформаций – а (упрощенно), б, в – прочие геологические границы: б – достоверные, в – предполагаемые; 10 – государственная граница Россия – Финляндия. Буквенные обозначения см. на рис. 2

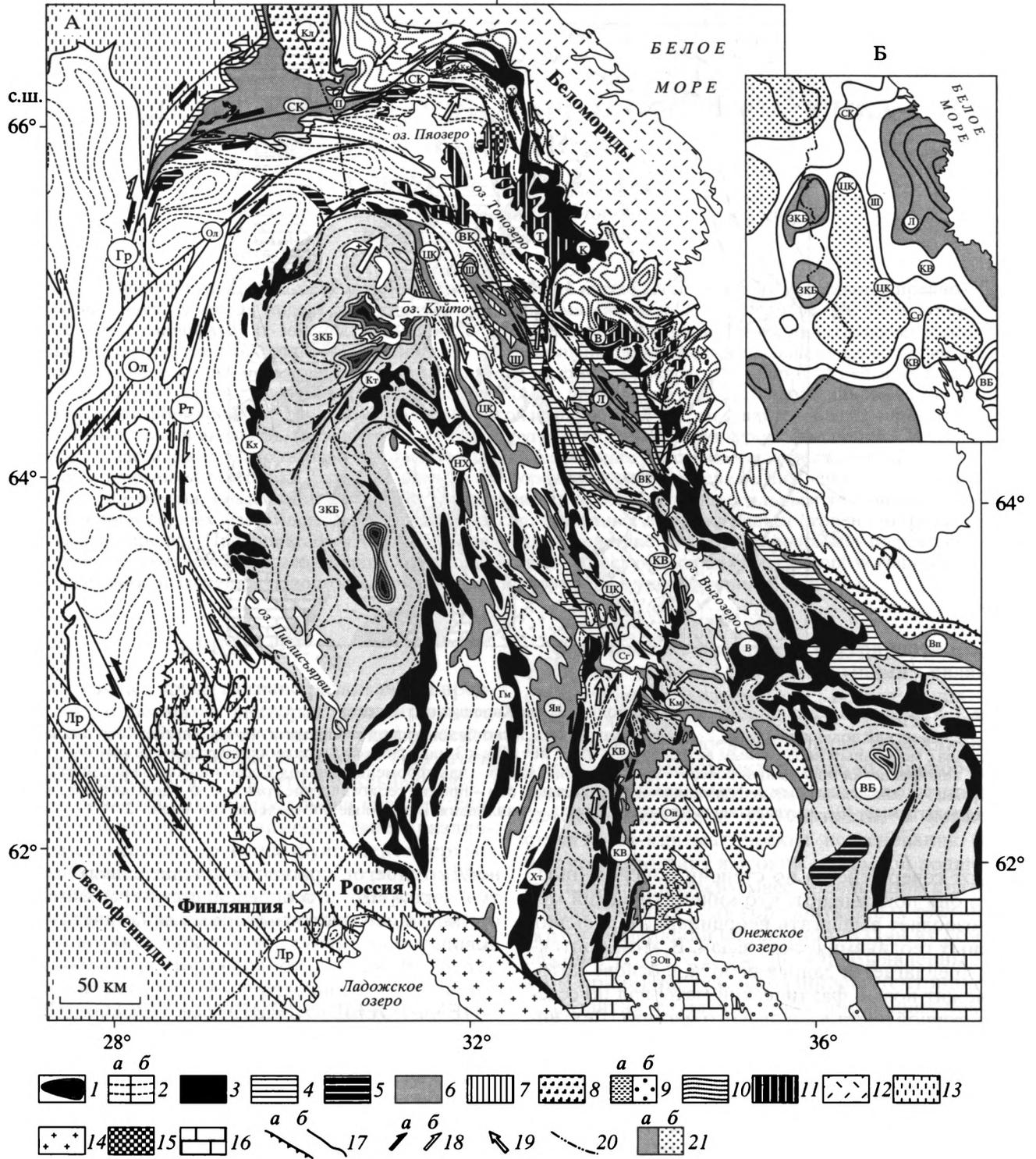
леки от совершенства по степени обоснованности, но они показывают, что кинематический метод позволяет выдвигать неординарные решения сложных геодинамических задач. В этом контексте и предлагается данная работа, в основе которой лежит новый фактический материал по северо-восточной части Карельского массива (Лехтинский сегмент), а также модель кинематической эволюции данного кратона в палеопротерозое с использованием данных, полученных ранее.

Методические аспекты структурно-кинематического анализа и необходимая библиография были приведены в [14, 15]. Главная суть метода состоит в анализе направления вращения и степени асимметрии структур различного масштаба, их корреляции по существенным типам тектонитов и сопоставлении разноранговых структур вращения в различных (локальных и внешних) системах координат. При переходе масштаба наблюдений от мелкомасштабных структур к структурам более высокого ранга нередко обнаруживается фе-

номен общего “вращения вращательных структур” (spin [56]), что определяется иерархической организацией многофакторных динамических условий.

### НЕКОТОРЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТониКИ КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА

Геологическое строение Карельского массива подробно рассматривается в [18, 20, 22, 30, 37, 48, 51, 52, 55 и др.], и здесь ограничимся краткими сведениями. Данный массив представляет собой фрагмент гранит-зеленокаменной области, сформировавшейся в конце архея (2.7–2.6 млрд. лет) и составляющей фундамент палеопротерозойских комплексов карелид (рис. 1 и 2, А). Согласно последним геолого-геофизическим и изотопно-геохронологическим данным [30], в составе фундамента Карельского массива обособлены три главных блока: древние (модельный неодимовый возраст > 3 млрд. лет) Волдозерский и Западно-



Карельский и разделяющий их более молодой Центрально-Карельский блок (2.8–2.7 млрд. лет) (см. рис. 1). Эти элементы ранней неоднородности фундамента отчасти выражены в осредненном гравитационном поле Карелии [29], в котором древнейшие домены проявлены повышенным, а Центрально-Карельский – пониженным гравимет-

рическим фоном (см. рис. 2, Б). Ориентировка границ доменов, так же, как и генеральное простирание позднеархейских зеленокаменных поясов, имеет субмеридиональное простирание, резко дискордантное к зонам обрамления Карельского массива, вытянутых в северо-западном направлении.

**Рис. 2.** Геолого-структурная схема Карельского массива (с использованием фондовых материалов и [7, 20, 30–32, 34, 48, 53]) (А) и схема осредненного гравитационного поля Карелии (упрощенно по [29]) (Б)

А. 1, 2 – комплекс основания Карельского массива: 1 – амфиболсодержащие и глиноземистые гнейсы, 2 – гнейсограниты с модельным неодимовым возрастом > 3 млрд. лет (а) и < 3 млрд. лет (б); 3 – лопийские зеленокаменные пояса; 4–9 – палеопротерозойские образования: 4 – вулканиты и грубообломочные осадки сумия – сариолия, 5 – расслоенные массивы базит-ультрабазитов сумийского возраста, 6 – вулканогенно-осадочные серии ятулия, 7 – крупные дайки и силлы габбро-долеритов ятулия, 8 – вулканогенно-осадочные серии людиковия, 9 – терригенные отложения калевия (а) и вепся (б); 10 – гнейсы “переходного” (карельско-беломорского) комплекса; 11 – чарнокитовидные граниты сумийского возраста; 12 – Беломорская зона; 13 – Свекофеннский подвижный пояс; 14 – граниты-рапакиви; 15 – щелочные габбро; 16 – платформенный чехол Восточно-Европейской платформы; 17 – надвиги (а) и взбросо-сдвиги (б); 18 – направления перемещения по сдвигам раннесвекофеннского (а) и позднесвекофеннского этапов (б); 19 – направления тектонического перемещения; 20 – государственная граница.

Б. 21 – области с повышенным (а) и пониженным (б) гравиметрическим полем (в изоаномалах).

Буквы в кружках: ЗКБ – Западно-Карельский и ВБ – Водлозерский древнейшие блоки; зеленокаменные пояса (отчасти соответствуют зонам сдвига): КВ – Койкарско-Выгозерский, Хт – Хаутаваарский, К – Керетский, Х – Хизоваарский, Гм – Гимольский, НХ – Ньюкозерско-Хедозерский, Кт – Костомукшский, Кх – Кухмо, В – Южно-Выгозерский; зоны сдвиговых деформаций: СК – Северо-Карельская, ВК – Восточно-Карельская, ЦК – Центрально-Карельская, Км – Кумсинская, Лр – Ладога-Раахе, Гр – Гирвасковская, Ол – Олуярвинская, Рт – Раутаваарская; протерозойские синклинали и мульды: П – Пааноярвинская, Кл – Куолоярвинская, Кк – Кукаозерская, Ш – Шомбозерская, Л – Лехтинская, Сг – Сегозерская, Ян – Янгозерская, Он – Онежская, ЗОн – Западно-Онежская; Вп – зона Ветреного Пояса; массивы чарнокитовидных гранитов: Т – Топозерский, В – Виттозерский; От – покровы системы Оутокумпу

На западе и северо-западе Карельский массив граничит с палеопротерозойскими свекофенскими комплексами, которые перекрывают карелиды по надвигам либо ограничены сдвиговыми нарушениями [33, 34]. Во многом сходные структурные соотношения отмечаются на востоке и северо-востоке, где на карельские комплексы надвинуты (реже наоборот) покровы Беломорско-Лапландской системы, формировавшиеся в позднем архее (Беломорская система) и в конце палеопротерозоя (Лапландская система) в условиях высокобарического метаморфизма [10, 32].

На фундаменте Карельского массива с угловым несогласием и корами выветривания в основании залегают палеопротерозойские протоплатформенные вулканогенно-осадочные образования [19, 20]. В их составе принято выделять рифтогенные вулканиты основного и кислого состава сумия (2.5–2.4 млрд. лет), сариолийские базальтоиды и конгломераты (2.4–2.3 млрд. лет), ятулийские терригенные образования и трапповые базальты протоплатформенного чехла (наложенных впадин) (2.3–2.1 млрд. лет), вулканогенно-осадочные серии людиковия и калевия (2.1–1.9 млрд. лет) [17, 18, 37, 42, 48, 51, 52]. Данные комплексы слагают синклинальные структуры, которые представляют собой или узкосжатые линейные складки северо-западного простирания (компрессионные области), или относительно пологие, но сложноскладчатые ромбовидные в плане мульдообразные структуры (области декомпрессии). Примечательно, что последние (Янгозерская, Сегозерская, Лехтинская, Шомбозерская, Онежская, Западно-Онежская мульды) выстраиваются в цепочки субмеридионального простирания вдоль систем зеленокаменных поясов, образующих шовные структуры, выполненные интенсивно тектонизированными образованиями лопия (см. рис. 2). Такая конфигурация протерозойских

складок рассматривалась как результат наложения более поздних пликативных форм северо-западного простирания на ранние складки северо-северо-восточной ориентировки [48].

Вместе с тем, согласно данным [17, 42, 48], наиболее полные и мощные разрезы вулканогенно-осадочных комплексов палеопротерозоя отмечаются именно в этих мульдах, тогда как за их пределами наблюдается постепенное и полное выклинивание отдельных горизонтов. Это особенно характерно для вулканитов и грубообломочных осадков сумия–сариолия, наибольшие объемы которых приурочены к северо-восточной периферии Карельского массива, но даже в этой полосе мощности сильно варьируют и целые толщи выпадают из разреза [17, 51]. В пределах мульдообразных структур закономерно увеличиваются мощности базальтовых лав ятулия, а также локализуются вулканические центры извержений ятулийского времени [42]. Сплошной чехол Карельского массива образовывали осадочные толщи ятулия, но и в данном случае для осадков характерно градиентное нарастание мощностей в соответствии с намеченной выше тенденцией, что дало повод выделять конседиментационные синклинали северо-северо-восточного простирания [6, 48]. В бортах и центральных частях мульд развиты синхронные (по времени формирования) вулканитам сумия и ятулия дайковые рои габбро-норитового, долеритового и кислого составов, а также крупные расслоенные интрузии базит-ультрабазитов. Все это позволяет рассматривать данные мульдообразные структуры на ранних стадиях их развития как системы локальных рифтогенных впадин и наложенных грабен-синклиналей, морфологически напоминающих структуры типа *pull-apart*. Однако их современные очертания в плане не следует напрямую сопоставлять

с первичной формой рифтогенных бассейнов, что будет показано ниже.

С другой стороны, намеченные особенности первичного размещения вулканогенно-осадочных серий палеопротерозоя можно объяснить частыми перерывами в осадконакоплении и глубоким размывом комплексов чехла. Однако малые объемы терригенных отложений в составе чехла, отсутствие мощных толщ – продуктов размыва ограничивают значение этого фактора. Даже если допустить существенную роль денудации, то и в этом случае мультислойные структуры выступали в роли структур устойчивого прогибания, имеющих закономерное структурное размещение.

В различных геодинамических моделях палеопротерозойский этап развития Карельского массива сопоставляется с режимами тектоно-магматической активизации с периодическим проявлением фаз растяжения (континентальный рифтогенез) и сжатия [17, 42, 48, 51], внутриплитной активности с формированием области надплюмового растяжения [52], либо режима надплюмовой трансенсии [35]. Эти модели объясняют многие особенности тектоники карелид, но в их основе лежит допущение о статичном положении всех структурных элементов Карельского массива.

Изучение структурных парагенезов и рисунков Карельского массива позволяет наметить общие черты тектонического строения данной области. Для отдельных сегментов карелид для палеопротерозойского этапа был установлен факт ведущей роли процессов горизонтально-продольного тектонического течения горных масс с формированием зон сдвиговых деформаций [12, 14, 15, 23, 34, 35, 43, 50, 59, 60, 62]. В рассматриваемом регионе сдвиговые деформации рассредоточены на обширных площадях, но наибольшей интенсивности они достигают в широких и протяженных зонах, имеющих признаки долгоживущих структур унаследованного развития. Регионально выраженные и мелкомасштабные сдвиги образуют сопряженные структуры из зон северо-северо-восточного (субмеридионального) и северо-западного простирания (см. рис. 1, 2). При этом последние в северной и северо-западной частях Карельского массива представляют собой дугообразные зоны и в целом составляют почти замкнутую овально-концентрическую систему. Обе системы сдвигов характеризуются закономерными структурными парагенезами: подчиненные знаку сдвиговых перемещений диагонально-кулисные складки, оперяющие зоны сдвига взбросо-надвиги, купольно-сдвиговые структуры, вторичные сдвиги Риделя, структуры вращения и растяжения разного ранга, различные мезо- и микротектониты [12, 14, 15]. Во многих случаях сдвиговые зоны в разрезе имеют морфологию

пальмовых структур, свойственных обстановке транспрессии.

Зоны палеопротерозойских сдвигов приспособляются к линзовидно-блоковой структуре фундамента карелид, часто локализуются вдоль лопийских зеленокаменных поясов и в целом наследуют систему ранней тектонической делимости архейских комплексов. При этом было отмечено, что лопийские мигматит-гранитные купола и разделяющие их зеленокаменные пояса в палеопротерозое испытали существенное расплющивание, частичную переориентировку, вращение и дифференциацию на ряд более мелких линзовидных и сигмоидальных структур [12, 15]. Наиболее отчетливая связь сдвиговых зон с зеленокаменными поясами свойственна субмеридиональным структурам (Койкарско-Выгозерская зона и др.) (см. рис. 1 и 2, А).

Было выявлено несколько типов тектонитов, связанных со сдвиговыми перемещениями. В различных сегментах Карельского массива они несколько отличаются один от другого, но в целом, судя по минеральным парагенезам и микроструктурным особенностям, отражают регрессивный ряд структурно-вещественных преобразований, характеризуя последовательные стадии пластической, хрупко-пластической и хрупкой деформации [12–15]. Изотопное датирование присдвиговых тектонитов Rb-Sr изохронным методом в районе оз. Сегозеро (область пересечения Койкарско-Выгозерской и Центрально-Карельской зон) позволило выявить их следующие возрастные типы: (1) тектониты заключительных стадий становления мигматит-гранитных куполов (пластическая деформация в условиях поздних процессов мигматизации и реоморфизма гранитов) –  $2710 \pm 70$  млн. лет; (2) тектониты пластического (бластомилониты) и (3) хрупко-пластического (бластокатаклазиты) течения дали изотопные возрасты  $2010 \pm 80$  и  $1870 \pm 90$  млн. лет; (4) тектониты хрупкого разрушения не датированы [5, 23]. Эти данные показывают, что сдвиговые перемещения начали проявляться в заключительные стадии ребольского цикла и были возобновлены на свекофенском этапе. Характер размещения палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов, даек и мелких интрузий свидетельствует о развитии сдвиговых деформаций в режиме трансенсии и в промежуточном временном интервале (карельском – 2.5–2.1 млрд. лет) между этими событиями [15, 16, 22, 35].

Направления сдвиговых перемещений в зонах обеих систем неоднократно менялись. В заключительные стадии ребольского цикла вдоль зон субмеридионального простирания, маркированных выходами лопийских пород, имели место левосдвиговые перемещения, а на свекофенском (карельском) этапе развития они характеризовались

устойчивой правосдвиговой кинематикой [14–16, 44, 45]. Системы зон северо-западной ориентировки и их дугообразные сегменты на севере Карельского массива на раннесвекофеннской стадии пластического и хрупко-пластического течения имели левосдвиговую кинематику, после чего, преимущественно на стадии хрупкого деформирования, знак перемещений меняется на обратный – правый [12, 15, 34, 35, 61, 58–60, 62]. Сдвиговые деформации свекофеннского этапа проходили в обстановке транспрессии: интенсивное поперечное сплющивание и сдвиг сопровождалось продольным течением вещества, в результате чего проявилась латеральная зональность сдвиговых зон. Обособились комплементарные сегменты латерального выжимания и нагнетания (Центрально-Карельская зона – Сегозерская структура), поперечного выдвигания и фронтального сплющивания (надвигания) (Северо-Карельская, Костомукшская, Кумсинская системы). Сходная зональность проявлена и в структурах более низкого ранга.

Таким образом, Карельский массив в целом представляет собой сложную систему горизонтально-продольного тектонического течения с меняющимися обстановками транспрессии и транспрессии. Рассредоточенные по объему деформации сдвига развивались преимущественно по системе сопряженных сдвиговых зон северо-западного (овально-концентрическая система) и субмеридионального (диагональная система) простирания, наследующих структурные неоднородности фундамента. На свекофеннском этапе эти явления сопровождалось существенным поперечным сплющиванием массива и латеральным выдвиганием его северного края к северо-северо-востоку в область Беломорид. В результирующей структуре отчетливо проявилась диагональная по отношению к общему удлинению массива ориентировка зеленокаменных поясов и ранних элементов его тектонической делимости (Западно-Карельский, Центрально-Карельский блоки) (см. рис. 1 и 2, А).

Вместе с тем остается неясной причина смены кинематики сдвиговых зон. В [58] на основании изучения тектонитов сдвиговых зон северо-западной части Карельского массива (Гирвасковская, Раутоваарская, Олуярвинская зоны овально-концентрической системы), имеющих сходную с отмеченной выше эволюцию кинематического режима, делается вывод о частой смене полей напряжений с общей тенденцией вращения против часовой стрелки (вокруг вертикальной оси) главного направления сжатия в каждой конкретной точке. Однако, учитывая, что простирания коллизионных и подвижных поясов обрамления Карельского массива (Беломорско-Лапландский, Свекофеннский), а также его общее удлинение достаточно выдержаны в северо-западном направлении,

логичнее было бы допустить стационарную позицию внешних полей напряжений. В мировой практике такой случай довольно распространен, и нередко он находит объяснение во вращении самого массива пород, подверженного деформации [56].

В качестве иллюстрации способов структурной организации сдвиговых зон Карельского массива рассмотрим Восточно-Карельскую зону и ее Лехтинский сегмент, соответствующий области развития одноименной синклинали и ее обрамления (см. рис. 2, А). Выявленные здесь структурные парагенезы закономерно повторяются во многих районах Карелии, но ряд особенностей, связанных со строением приграничной зоны карельских и беломорских комплексов, существенно дополняют сведения о характере процессов тектонического течения, в частности, на глубинных уровнях корового слоя.

### ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНО-КАРЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ (ЛЕХТИНСКИЙ СЕГМЕНТ)

Вдоль северного и северо-восточного края Карельского массива развиты зоны сдвиговых деформаций: Северо-Карельская и Восточно-Карельская (см. рис. 1). Эти зоны маркируются системой сильно дислоцированных протерозойских синклиналей (Пааноярвинская, Кукаозерская, Шомбозерская, Лехтинская), часто имеющих морфологию пальмовых структур, зеленокаменных поясов “барбентонского” типа, выходами раннепалеопротерозойских расслоенных массивов, мигматитов и гранитоидов, разноранговыми линзовидными и купольными структурами гнейсогранитов фундамента [7, 12, 32, 45, 48, 50, 53]. В краевой части Карельского массива отмечается постепенная проградация метаморфической зональности в сторону Беломорид от низкобарических зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций до высокобарической (кианит-силлиманитовая фациальная серия) амфиболитовой фации [10].

По внешнему северо-восточному периметру Карельского массива развиты тектонически расслоенные биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы “переходного” комплекса с телами эндербит-чарнокитов. Ранее данный комплекс по признакам свойственного ему метаморфизма высоких давлений рассматривался в составе Беломорской зоны [8, 20, 53]. Согласно данным [10, 32], эти образования совмещают в себе геолого-структурные особенности двух смежных геопроvinций и составляют краевую часть Карельского массива. В целом они образуют антиклинальную зону – валообразную структуру приграничной области, в крыльях которой гнейсы “переходного” комплекса, с одной стороны, полого погружаются под беломорские аллохтонные пластины, с другой – падают под менее тектонизированные

инфра- и супракрустальные комплексы карелид [12, 13, 32, 50] (см. рис. 1 и 2, А).

Гнейсы “переходного” комплекса отличаются от гнейсогранитов Карельского массива текстурно-минеральными особенностями, отражающими интенсивное “субслоное” горизонтальное течение пород в условиях высокобарического метаморфизма [8], но вместе с тем часто имеют с карельскими гранитоидами постепенные переходы. В области карелид структуры “субслоного” течения сменяются преимущественно крутопадающими плоскостными структурами (гнейсовидность, сланцеватость и др.), связанными с зонами сдвиговых деформаций. Породы “переходного” комплекса залегают структурно ниже карельских образований, контактируя с ними по зонам полого срыва и тектоно-метаморфического течения пород, вероятно, без значительных смещений.

Лехтинский сегмент Восточно-Карельской зоны отличается от других ее сегментов относительно малой степенью поперечного сплющивания и продольной линейризации структур, что позволяет наблюдать индивидуальные структурные особенности различных комплексов. Центральную позицию здесь занимает область контакта карельских образований и “переходного” комплекса, которая маркируется выходами лопийских зеленокаменных пород, образующих сложноскладчатую систему общего северо-западного простириания (рис. 3). Гранат-биотитовые сланцы и амфиболиты лопия осложнены поперечными к простирианию пояса узкими синклиналиными структурами (Авнеозерская, Охтинская и др.), которые вклиниваются в область гнейсов “переходного” комплекса. Последние полого падают под лопийские образования и в целом погружаются под карелиды. Зона контакта осложнена сдвиго-надвиговыми нарушениями северо-западного простириания. Со стороны Карельского массива к области контакта прилегают гнейсограниты, а в центральной части района –

палеопротерозойские комплексы, образующие ромбовидную в плане мульдообразную Лехтинскую синклинали (см. рис. 3).

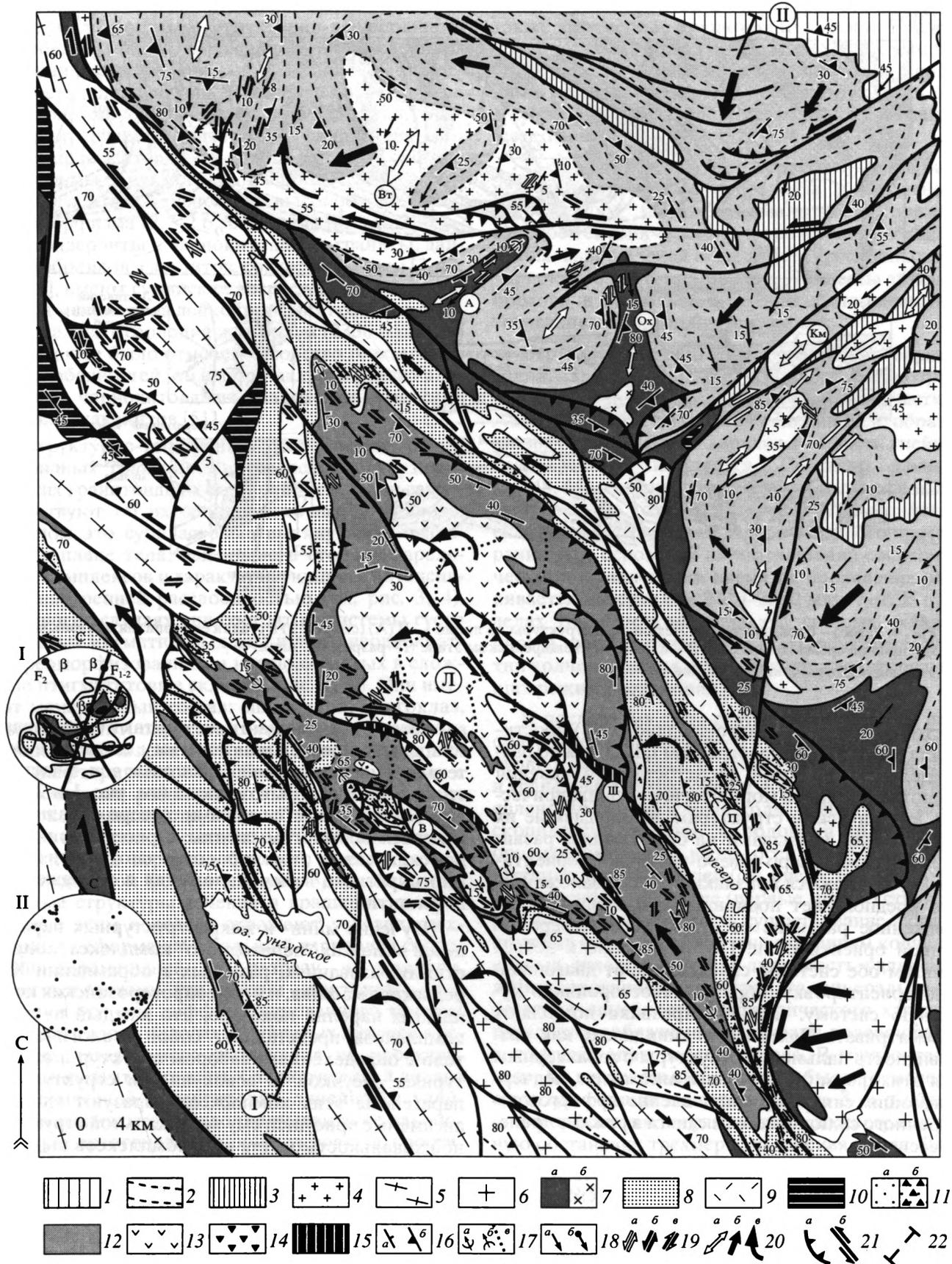
В строении Лехтинской синклинали принимают участие зеленосланцево измененные андезитобазальты, кварцевые и плагиоклазовые порфиры, полимиктовые конгломераты и глыбовые брекчии сумийско-сариолийского возраста. Различные авторы по-разному проводят границу сумийских и сариолийских образований [17, 20, 51]; в этой статье они рассматриваются как стратиграфически не расчлененные. Выше по разрезу с размывом залегают ятулийские кварцито-песчаники, кварцевые конгломераты и гравелиты, перекрытые лавовыми потоками базальтов и лавобрекчий. В бортах синклинали развиты мелкие массивы габброноритов сумийского возраста, а в центральной ее части – ятулийские дайки и силлы габбро-диабазов.

Центриклинальные замыкания Лехтинской синклинали выглядят как узко сжатые структуры, по направлению к ее центральным частям структура постепенно выполаживается и раскрывается (см. рис. 3). В крыльях синклинали, преимущественно вдоль контактов различных толщ развиты субслоные срывы – надвиги, образующие дивергентно-веерную систему (рис. 4, А). Эта система срывов и надвигов была изучена и вскрыта скважинами глубиной до 400 м в связи с рудоносностью иногда залечивающих их базитовых силлов, что подробно рассмотрено в [7]. Амплитуда перемещений по надвигам незначительная, первичная последовательность толщ нигде не нарушается. Синклинали также пронизана густой системой крутопадающих левых (см. ниже) сдвигов северо-западного простириания, наиболее крупным представителем которых является рудоносный Шуезерский разлом (см. рис. 3). Лехтинская структура осложнена открытыми и сжатыми дополнительными складками различного масштаба, образующими две системы северо-северо-

**Рис. 3.** Геолого-структурная схема Лехтинского сегмента Восточно-Карельской зоны (с использованием фондовых материалов и дешифрирования аэрофотоснимков)

1 – гнейсы Беломорской зоны; 2, 3 – биотитовые (2) и биотит-амфиболовые (3) гранитогнейсы “переходного” комплекса; 4 – чарнокитоидные граниты; 5, 6 – гнейсограниты (5) и граниты (6) фундамента карелид; 7 – лопийские зеленокаменные образования (а) и диориты (б); 8–15 – палеопротерозойские образования: 8–11 – сумий-сариолий: 8 – метаандезитобазальты, 9 – кварц-плагиоклазовые метапорфиры, 10 – расслоенные массивы габбро, 11 – конгломераты (а) и глыбовые брекчии (б); 12–15 – ятулий: 12 – кварцито-песчаники, гравелиты, конгломераты, 13 – metabазальты, 14 – базитовые лавобрекчии, 15 – дайки и силлы габбро-долеритов; 16 – залегание слоистости (а) и сланцеватости (б); 17 – складки: шарниры синклиналей (а), антиклиналей (б), следы осевых плоскостей  $F_1$  (в); 18 – линейность удлинения досвекофеннского (а) и свекофеннского (б) этапов; 19 – составляющая сдвига по кинематическим индикаторам досвекофеннского (а), раннесвекофеннского (б) и позднесвекофеннского (в) этапов; 20 – направления досвекофеннского растяжения (а), латерального перемещения (б) и вращения (в) свекофеннского этапа; 21 – сдвиго-надвиги (а) и сдвиги (б); 22 – линия разреза I – II на рисунке 4, А. Буквы в кружках: массивы чарнокитоидных гранитов: Вт – Виттозерский и Км – Кемские; синклинали: А – Авнеозерская, Ох – Охтинская, Л – Лехтинская; В – Ватулминская антиклиналь; Ш – Шуезерский разлом, П – район оз. Пертозеро.

I, II – стереографические проекции (нижняя планисфера) различных структур в породах сумия – ятулия: I – полюсов слоистости (237 замеров, изолинии 1–2–3–4%), II – шарниров мелких складок. Буквенные обозначения:  $F_{1-2}$ ,  $F_2$  – осевые плоскости складок первой – второй генерации,  $\beta$  – оси складчатости



ЮЮЗ

А

ССВ

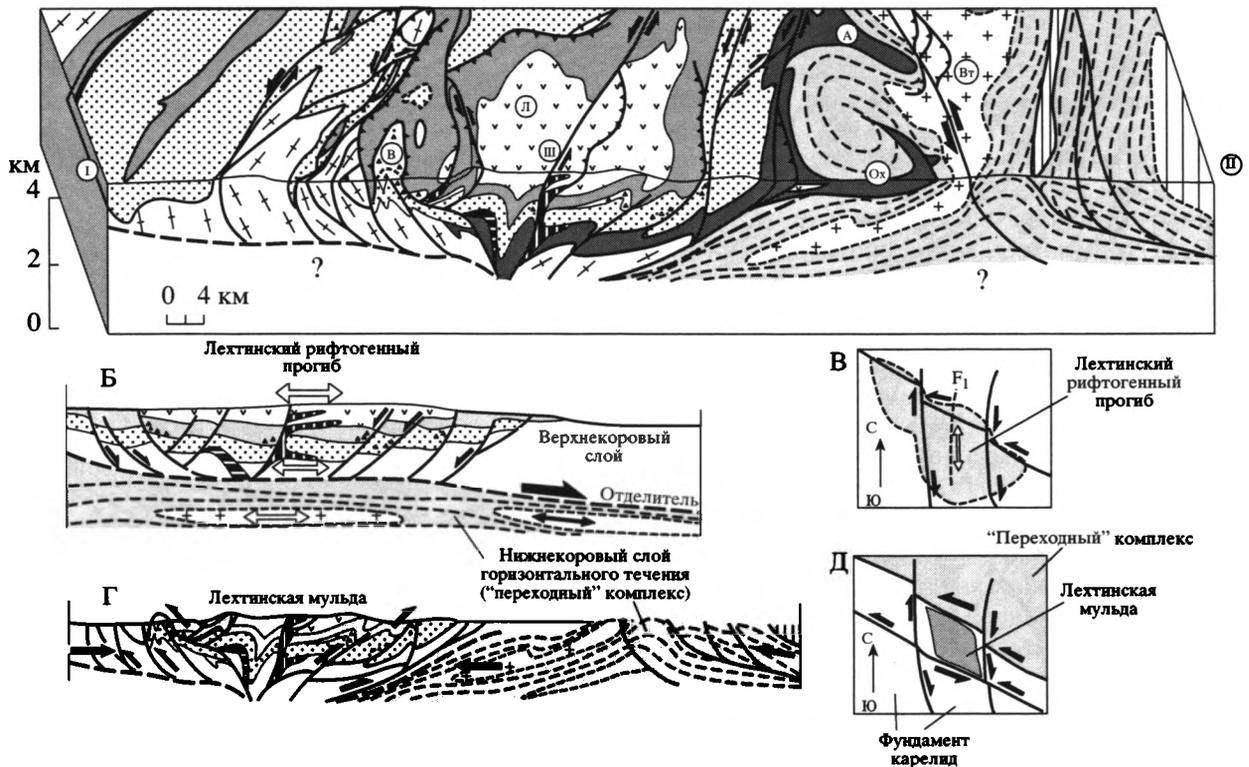


Рис. 4. Разрез – блок-диаграмма Лехтинской структуры по линии I – II (А) (см. рис. 3) и стадии ее развития в сумийско-ятулийское время (Б – разрез, В – план) и на свекофенском этапе (Г – разрез, Д – план)  
Условные обозначения см. на рис. 3

восточного ( $F_{1,2}$ ) и северо-западного ( $F_2$ ) простирания (см. рис. 3, стереограммы I, II). Судя по распределению полюсов слоистости, эти складки имеют переходную морфологию от цилиндрических к коническим структурам. Наблюдаемые их соотношения указывают на более раннее развитие складок северо-северо-восточной ориентировки, но имеются признаки и взаимоналожения, что предполагает подновление последних и сопряженное развитие со структурами северо-западной ориентировки. По отношению к левым сдвигам обе системы складок имеют диагональную ориентировку, образуя левостороннюю кулисную систему. Все эти признаки позволяют рассматривать Лехтинскую синклинали как разновидность пальмовой структуры с характерным для этих форм структурным ансамблем, подчеркивающим синхронное проявление эффектов поперечного сплющивания и сдвига в режиме транспрессии.

Вдоль западного и восточного краев изученной территории прослеживается система субмеридиональных – северо-северо-восточных правосдвиговых нарушений, отчасти проявленных и вдоль крыльев Лехтинской синклинали (см. рис. 3). Эти нарушения проникают в гнейсы “переходно-

го” комплекса, смещают его контакт с карелидами и далеко прослеживаются к югу, вливаясь в системы субмеридиональных сдвиговых зон, в частности, в Койкарско-Выгозерскую (см. рис. 1 и 2, А). Их соотношения с левыми северо-западными сдвигами во многом сходны с рассмотренными для складчатых структур – отмечаются признаки многократного взаимоналожения и сопряженно-го развития.

Изучение мини- и макроструктурных парагенезов в гнейсах “переходного” комплекса, лопийских образованиях, развитых в обрамлении Карельского массива, и в палеопротерозойских комплексах карелид показало, что каждый из этих комплексов представляет собой геологическое тело с определенным набором структур и структурных рисунков. В совокупности структурные парагенезы этих комплексов образуют единый ансамбль с присущей ему вертикальной структурной зональностью. Для всех комплексов выделяется не менее двух структурных парагенезов – ранние и более поздние наложенные структуры, которые различаются по типам тектонитов и времени формирования.

**Структурные парагенезы “переходного” комплекса.** Ранний структурный парагенез гнейсов

“переходного” комплекса представлен различного рода плоскостными структурно-вещественными образованиями, отражающими “субслоное” тектоническое течение: гнейсовидность, полосчатость, полосчатые мигматиты-артериты и “внутрислойные” птигматитовые складки, мелкие и крупные пластовые тела гранитоидов, габбро-амфиболитов и друзитов. Большой частью эти формы были заложены в процессе позднейшего этапа проявления высокобарического метаморфизма (2.7–2.6 млрд. лет) [8, 10, 32]. Однако эндербиты и чарнокитоидные граниты, дайки габброидов и друзитов, согласно данным [3, 47, 51, 53], имеют сумийский возраст (2500–2400 млн. лет), а мелкие тела лейкократовых гранитов формировались в сариолийское время (2350 млн. лет) [44]. Также было отмечено сходство геохимических особенностей (по набору малых и редких элементов) чарнокитоидных гранитов и сумийских кислых вулканитов [51].

Структурно-текстурные особенности чарнокитоидных гранитов Виттозерской интрузии и мелких гранитоидных тел в районе г. Кеми свидетельствуют об их синкинематической природе. В целом это субпластовые вытянутые и овальные в плане тела, падающие в сторону карельских комплексов и характеризующиеся интенсивной внутренней расслоенностью (см. рис. 3, 4). Во многих случаях они состоят из системы густо развитых мигматитовых жил и линз, неоднократно реоморфизованных и нередко смятых в сложные птигматитовые складки (рис. 5, А). Они имеют минеральный состав: микроклин, олигоклас, кварц, биотит, пироксен; в связи с наложенными процессами милонитизации и бластеза подвержены диафторическим преобразованиям. Наряду с полосчатыми разностями в этих образованиях широко развиты “струйчатые” мигматиты, образованные разномасштабными лейкосомовыми выделениями веретенообразной, каплевидной и сигмоидальной формы (см. рис. 5, А). Асимметричные структуры течения и вращения, свойственные этим породам, отражают условия трехмерных деформаций с большой вариацией скоростей перемещений по разрезу и латерали. Другими словами, эти породы – тектониты – отражают условия дифференцированного течения вещества вдоль пологих струйчатых литонов в условиях латерального растяжения по простиранию мигматитовых линз. Статистический анализ тектонической ориентировки линейности удлинения мигматитов позволил выявить ее закономерную ортогональную ориентировку к простиранию контакта “переходного” комплекса с карелидами, а также общее ее погружение в сторону Карельского массива (см. рис. 5, стереограмма I).

Более поздний наложенный структурный парагенез в гнейсах “переходного” комплекса связан с процессами бластеза – милонитизации с ши-

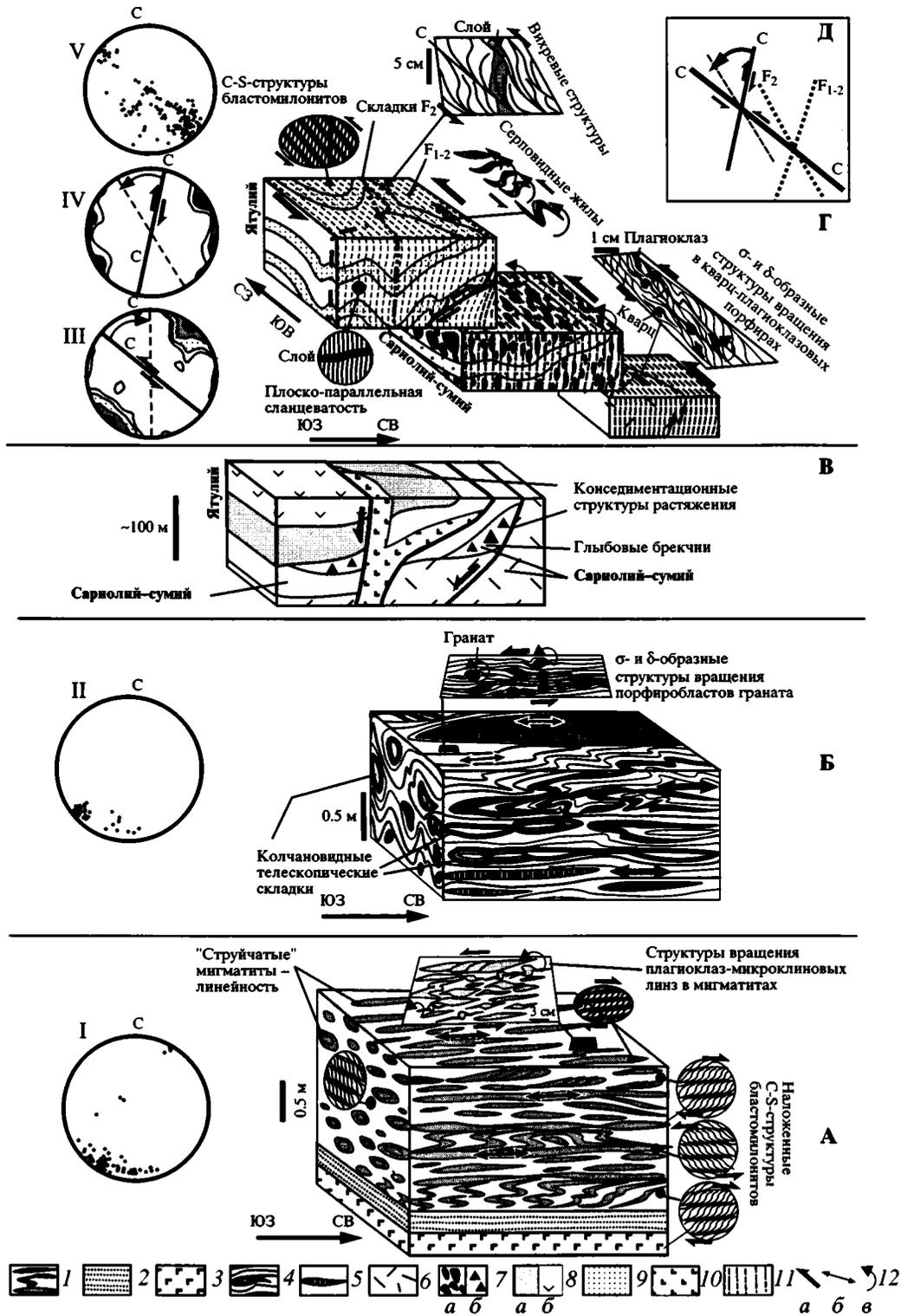
роким развитием С-S-структур, отражающих также трехмерное хрупко-пластическое течение пород в разных плоскостях (см. рис. 5, А). Эти образования, по-видимому, коррелируются с поздними метаморфическими преобразованиями беломорской серии в условиях умеренных давлений (свекофеннский этап – 1925 млн. лет) [8, 10].

Таким образом, можно допустить, что в раннем палеопротерозое в пределах зоны гнейсов “переходного” комплекса имело место горизонтальное тектоническое течение в условиях растяжения, выплавления и внедрения субслоных тел чарнокитоидов и габброидов. Процессы течения проходили на большой глубине и, по-видимому, “подслаивали” комплексы карелид.

**Структурные парагенезы лопийских образований.** Здесь мы более подробно рассмотрим структуры лопийских комплексов на участках Авнеозерской и Охтинской синклиналей, образующих узкие выступы карелид в область гнейсов “переходного” комплекса. Согласно данным [44, 48, 55], складки этой системы являются наложенными по отношению к позднелопийским складчатым структурам северо-западного простирания, и на основании их соотношений с магматическими комплексами время их проявления оценивается интервалом 2420–2350 млн. лет. В пределах Беломорской зоны эта система складок иногда рассматривается как морфологический тип колчановидных мегаструктур, характеризующих режим растяжения [49].

К последнему типу структур относятся и рассматриваемые синклинали в наблюдаемых структурных парагенезах. В гранат-биотовых сланцах и гранатовых амфиболитах лопия здесь были выявлены многочисленные колчановидные и телескопические складки с пологими шарнирами, ориентированными вдоль осей Авнеозерской и Охтинской синклиналей (см. рис. 5, Б). Наблюдались в основном мелкие (первые метры) структуры, но логично допустить существование и более крупных форм. Параллельно шарнирам колчановидных складок развиты линейность удлинения деформированных зерен граната, минерально-агрегатная линейность диафторического характера, веретенообразные жилы кварц-полевошпатового (реже аплитового) состава. В горизонтальных и вертикальных срезах были отмечены структуры вращения зерен граната δ- и σ-образной морфологии, отражающие сложноградиентную обстановку трехмерного течения пород. Данный парагенез морфологически сходен и коррелируется со структурами “струйчатых” мигматитов (ранний парагенез “переходного” комплекса) и имеет идентичные тектонические ориентировки (см. рис. 5, стереограмма II). Время его формирования также вполне согласуется с периодом ста-

КОЛОДЯЖНЫЙ



новления синкинематически расслоенных чарнокитоидов и лейкогранитов (сумий-сариолий). Соответственно, можно заключить, что фрагменты разреза лопийского комплекса были также охвачены субгоризонтальным тектоническим течением.

К юго-западу от контакта с "переходным" комплексом в пределах Карельского массива архейские зеленокаменные образования и гнейсограниты имеют совершенно иной тектонический стиль, подчиненный крутопадающим системам структурной делимости (гнейсовидность, сланце-

ватость, разрывы), сквозной по отношению к фундаменту и чехлу карелид. Структурные парагенезы пород фундамента и чехла здесь практически идентичны.

**Структурные парагенезы палеопротерозойских комплексов карелид.** Как уже было отмечено, мегаструктурный парагенез карельских образований определяется системой сопряженных северо-западных и субмеридиональных сдвиговых нарушений, диагональных складок, связанных со сдвиговыми перемещениями, дивергентно-веерной системой срывов и надвигов. Многие из этих структур имеют долгоживущий характер и, по-видимому, начали формироваться в раннем палеопротерозое. Признаком развития некоторых разрывов в сумии–ятулии являются тела и дайки габброидов, залечивающие их сместители. Например, ятулийская крупная дайка габбро-диабазов Шуезерского разлома, вскрытая скважинами [7], маркирует и его сместитель, и зону оперяющего надвига. К разлому и дайке примыкает поле эруптивных лавобрекчий ятулия, по-видимому, связанных с вулканическим центром излияния лав (см. рис. 3; 4, А). В современной структуре разрывы, вмещающие дайки, выглядят как сдвиги и надвиги, но на момент внедрения они, вероятно, представляли собой структуры растяжения – сбросо-раздвиги и сбросо-сдвиги.

Другой признак – появление в разных частях разреза сумия–сариолия глыбовых брекчий, часто пространственно совмещенных с надвиговыми и крутопадающими сместителями нарушений. Обширные поля таких образований обнажаются в ядре Ватулминской антиклинали в поднадвиговой области, вдоль субмеридиональных и северо-западных сдвигов в районе оз. Пертозеро – Шуезеро и других местах (см. рис. 3; 4, А). Логично допустить, что они формировались в подножье тектонических уступов сбросо-сдвигового характера, в условиях слабого перемыва и быстрого захоронения грубообломочного материала.

Эти предварительные данные позволяют предположить существование в раннем палеопротерозое структур растяжения – сбросов и сбросо-сдвигов, впоследствии трансформирован-

ных в структуры сжатия – сдвиги и надвиги (см. рис. 5, В). По времени формирования данный парагенез субсинхронен структурам субгоризонтального течения и растяжения, развитым на нижних структурных уровнях (см. рис. 5, А, Б). По-видимому, на заключительных стадиях его образования имело место становление ранних складок  $F_1$  чехольного комплекса.

По отношению к структурам растяжения сдвиго-надвиговые структуры и связанные с ними складки являются более поздним наложенным структурным парагенезом. Время его формирования определяется периодом развития связанных с ним синметаморфических министруктур свекофеннского этапа метаморфизма (2–1.8 млрд. лет [5, 48, 55]). Последние развивались в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма (этапы пластического и хрупко-пластического деформирования) и выражены в развитии минеральной сланцеватости и линейности, С-S-структур бластомилонитов,  $\delta$ - и  $\sigma$ -образных структур вращения минеральных зерен и различного рода включений, кулисных систем серповидных жил, образующихся в условиях прогрессивного сдвига и вращения [15], асимметрично построенных складок и линзовидных систем – дуплексов разного ранга (см. рис. 5, Г). В различных комплексах чехла широко распространены вихревые структуры [28], представляющие собой асимметрично построенные системы линейных микросдвигов (С) и оперяющих их криволинейных сколов, образующих сложные завихрения (см. рис. 5, Г, фрагмент). Наблюдаемые в обнажениях структуры этого рода имеют различный масштаб – от первых миллиметров до первых метров.

Весь перечисленный комплекс министруктур в пределах Лехтинского сегмента отражает объемные сдвиговые деформации, в целом равномерно выраженные по всей территории. Этот факт указывает на рассредоточенный (рассеянный) характер деформации сдвига, когда структурные преобразования развиваются не столько за счет смещений по разломам, а в основном путем дифференцированных микроперемещений, ротации и проявления пластической деформации.

**Рис. 5.** Структурные парагенезы Лехтинского сегмента Восточно-Карельской зоны, образующие вертикальную зональность (снизу вверх): в породах “переходного” комплекса (А), в лопийских образованиях (Б), в карелидах досвекофеннского (В) и свекофеннского этапов деформации (Г, Д)

Пояснения см. в тексте.

1 – чарнокитоидные мигматит-граниты; 2 – гнейсы; 3 – друзиты; 4 – гранат-биотитовые сланцы с прослоями амфиболитов; 5 – жилы кварца; 6 – кварц-плагноклазовые порфиры; 7 – конгломераты (а) и глыбовые брекчии (б); 8–10 – ятулийские образования: 8 – терригенные породы (а), базальты (б), 9 – прослой гравелитов, 10 – габбро-долериты; 11 – сланцеватость; 12 – направления сдвига (а), растяжения (б), вращения (в).

I–V – стереографические проекции (нижняя планисфера) ориентировки различных структур: I – линейности удлинения в чарнокитоидных мигматит-гранитах и гнейсах “переходного” комплекса, II – линейности и шарниров складок в лопийских породах, III – полюсов левосдвиговых зон (С) в карелидах (212 замеров, изолинии 1–6–11–19%), IV – полюсов правосдвиговых зон (С) в карелидах (46 замеров, изолинии 1 – 8 – 24%), V – минерально-агрегатной линейности в карелидах

Изучение и статистический анализ перечисленных структур – кинематических индикаторов, отражающих этапы пластического и хрупко-пластического деформирования, позволил выявить две кинематические группы, которые нанесены на карту специальными знаками (см. рис. 3). (1) По площади развития резко преобладают структуры, характеризующие левый знак сдвига и вращения и имеющие выдержанную северо-западную ориентировку (см. рис. 5, Г, стереограмма III). (2) Преимущественно в западной и восточной частях площади локально развиты субмеридиональные структуры правого сдвига (см. рис. 5, Г, стереограмма IV). Ориентировка минерально-агрегатной линейности в большей мере подчинена сдвиговым структурам первой группы, что указывает на главенствующее значение плоскостей северо-западного простирания в структурно-вещественных преобразованиях свекофеннского этапа (см. рис. 5, Г, стереограмма V). Отмечены многочисленные случаи пересечения и взаимоналожения этих систем сдвигов – признаки субсинхронного сопряженного развития. При этом, как это видно на стереограммах, происходит локальная переориентировка и вращение то левых, то правых сдвиговых структур в зависимости от преобладающей активности сдвигов северо-западной или субмеридиональной ориентировки. В упрощенном виде общий структурно-кинематический парагенез раннесвекофеннской стадии показан на диаграмме (см. рис. 5, Д).

Более поздние преобразования связаны с хрупкими деформациями. Наиболее характерны локальные сдвиговые структуры, наследующие и подновляющие ранние сдвиги северо-западного простирания. Анализ положения сколов Риделя, трещин отрыва с гидротермально-метасоматическим выполнением (кварц, хлорит, эпидот), штрихов скольжения и других структур указывает на правосдвиговый характер перемещений. Однако общий структурообразующий эффект этих преобразований незначителен и существенной переориентировки структур не происходит.

Приведенные материалы позволяют предложить модель эволюции Лехтинского сегмента Восточно-Карельской зоны в палеопротерозое, используя известные в литературе аналоги [27]. Исходным условием в данном случае является двухслойное строение коры и горизонтальное течение – растяжение нижнего слоя (“переходный” комплекс) (см. рис. 4, Б). Процессы течения в нижней коре сопровождались выплавлением и внедрением синкинематических чарнокитоидных и лейкократовых гранитов, мелких тел габброидов и друзитов, имеющих сумийско-сариолийский возраст. В более хрупком верхнекоревом слое сопряженно с процессами глубинного горизонтального течения формировалась область экстремального растяжения [27] без разрыва сплошнос-

ти континентальной коры. При этом происходит становление рифтогенной структуры с активным вулканизмом, а впоследствии – в ятулийское время – и наложенной грабенообразной впадины с изливанием траптовых базальтов. Ареалы распространения рифтогенных структур охватывали всю северо-восточную окраину Карельского массива, но области экстремального прогибания, как это было отмечено выше, приблизительно соответствовали конфигурации мультобразных структур, в данном случае – Лехтинской. Признаки активности разрывов северо-западного и субмеридионального простирания в раннем палеопротерозое позволяют предположить, что позиция областей максимального растяжения и проседания контролировалась этой сопряженной системой нарушений (см. рис. 4, В). При этом в региональном плане важное значение имели субмеридиональные сдвиги, контролировавшие размещение рифтогенных впадин.

На свекофенском этапе в условиях левосдвиговой транспрессии Лехтинский рифтогенный прогиб трансформировался в пальмовую структуру с развитием краевых надвигов и сдвигов, nasledующих ранние сдвиго-сбросовые структуры (см. рис. 4, Г). Современные ее очертания в плане (ромбовидная вытянутая к северо-западу структура) явились следствием объемных левосдвиговых деформаций (см. рис. 4, Д). Более поздние правосдвиговые подвижки вдоль зон северо-западного простирания не привели к существенной перестройке структуры.

Многие элементы кинематической эволюции Лехтинского сегмента в палеопротерозое сходны и коррелируются с этапами развития других областей Карельского массива [12–16, 35, 58–60, 62]. Вместе с тем рассмотренный случай иллюстрирует принципы организации сдвиговых перемещений и, прежде всего, их сочетание на глубине с пологими зонами тектонического течения – формой проявления глубинных срывов отделителей [57].

#### КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА

На основании приведенных выше данных и опубликованных материалов появилась возможность провести предварительные кинематические построения (не претендующие на окончательное решение всех проблем геодинамики карелиды). Исходными данными в построении кинематической модели Карельского массива в палеопротерозое явились: (а) наличие овально-концентрической системы сдвиговых зон, имеющих на длительных этапах устойчивый знак (левый, потом правый) сдвиговых перемещений; (б) сопряженное развитие вместе с овально-концентрической системой диагональных правых сдвигов, локализованных преимущественно вдоль

лопийских зеленокаменных поясов; (в) циклическая смена кинематики и чередование режимов трансенсии и транспрессии в развитии сдвиговых зон, отражающие, на первый взгляд, изменчивость положения или вращения главных осей внешнего поля напряжений; (г) достаточно выдержанное северо-западное простирание коллизионных и подвижных поясов (Беломорско-Лапландский, Свекофеннский), обрамляющих Карельский массив, и вместе с тем диагональное положение по отношению к ним зеленокаменных лопийских “швов”, также дискордантных к контурам и общему удлинению самого массива; (д) гетерогенное строение фундамента карелид и унаследованное развитие ранних (архейских) структур в системе палеопротерозойских дислокаций; (е) объемное развитие сдвиговых деформаций, сопровождавшихся общим сплющиванием как всего массива, так и отдельных его структурных элементов в свекофеннское время. Этот перечень можно было бы продолжить во многих деталях, которые будут лучше видны в динамике кинематической модели Карельского массива.

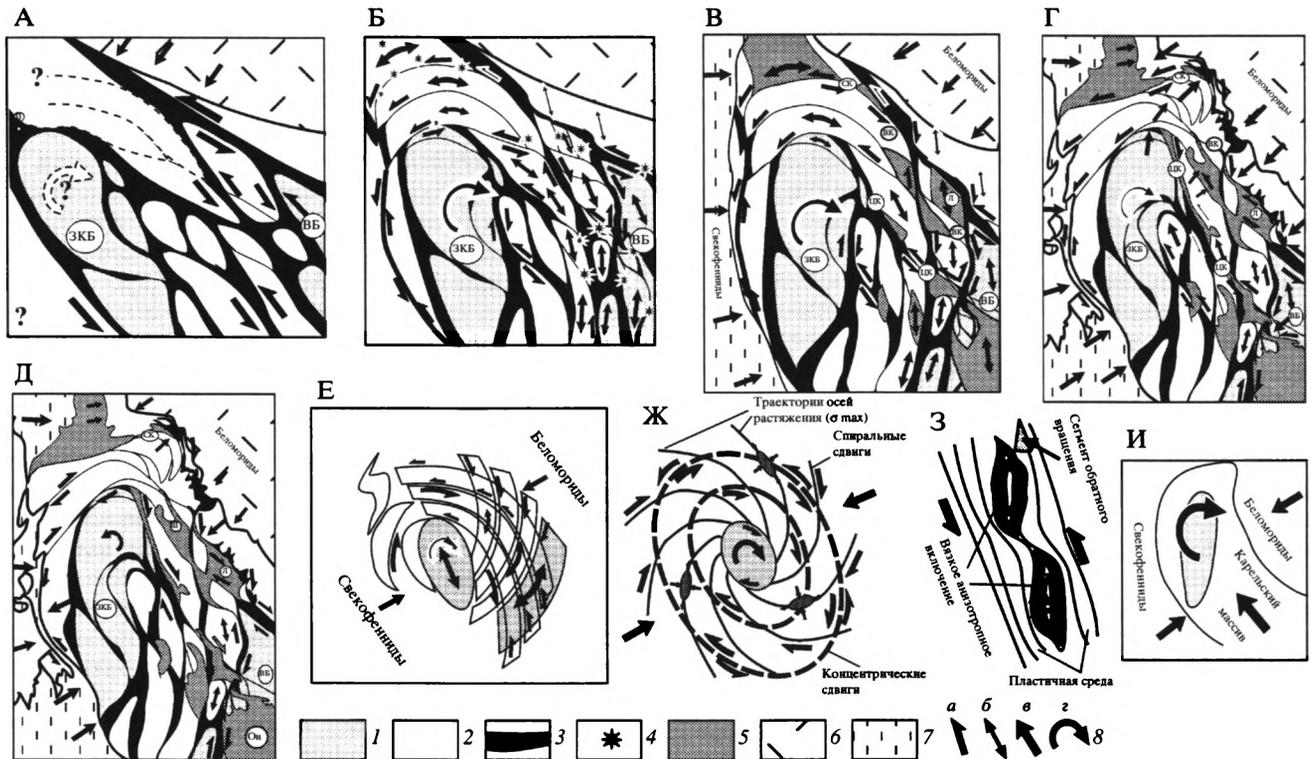
В основе предлагаемой ниже кинематической схемы лежат представления о “вращении вращательных структур сдвига” (*spin* [56]). Наблюдаемые в обнажениях сдвиговые зоны высокого порядка с характерными для них мелкомасштабными структурами вращения часто испытывают вращательное движение, подчиненное сдвигам более высокого ранга, которые, в свою очередь, также вложены в иную динамическую систему [15]. Для оценки общего вращения необходимо выбрать внешнюю систему координат Эйлера, привязанную к структурам со стационарной позицией. При этом выборе исследователь сталкивается со многими проблемами, которые подробно обсуждаются в [31], так как в реальности ни одно геологическое тело не является неподвижным.

В рассматриваемом случае в условно стационарной позиции рассматривается линия северо-западного простиранья, соответствующая положению долгоживущей коллизионной Беломорско-Лапландской зоны, ориентировка которой была выдержана в течение длительного интервала времени [10, 52]. В системе координат Эйлера, связанной с Беломорско-Лапландским поясом, *кинематика Карельского массива в палеопротерозое может быть рассмотрена как эволюция системы сдвиговых зон, организованных по принципу крупной вихревой мегаструктуры, отражающей общее вращение структур вокруг вертикальной оси в основном по часовой стрелке. При этом вращение массива происходило по принципу дифференцированного и рассредоточенного течения горных масс по системе сопряженных овально-концентрических и диагональных (спиралевидных) сдвиговых зон.* Предлагаемая ниже модель, имеющая в своей основе этот

принцип, была построена в последовательности от современной структуры к древней с качественной оценкой и последовательным снятием деформационных эффектов различных этапов, однако логика изложения требует рассматривать ее в исторической последовательности.

К концу архея Карельская гранит-зеленокаменная область представляла собой систему древнейших (Западно-Карельский, Водлозерский) и более молодых блоков (Центрально-Карельский), построенных из линзовидных в плане мигматит-гранитных куполов и обрамляющих их зеленокаменных поясов, в целом вытянутых в северо-западном направлении (в современных координатах) (рис. 6, А). Эта ориентировка была подчинена воздействию коллизионных процессов в Беломорском поясе и Кольской гранулитогнейсовой области, причем первый сформировался 2.7–2.6 млрд. лет назад при метаморфизме высоких давлений путем скучивания, покровообразования и тектоно-метаморфической переработки краевой части Карельской гранит-зеленокаменной системы [10, 32, 52]. В результате в структурно-вещественном отношении оформилось северо-восточное обрамление Карельского массива. На заключительных этапах ребольского тектоно-метаморфического цикла, преимущественно вдоль зеленокаменных структур – ослабленных зон, начали проявляться левосдвиговые перемещения, которые, по-видимому, имели обширный ареал распространения и за пределами массива. На этом этапе Карельский массив не был обособлен в структуре единого и линейно вытянутого в северо-западном направлении гранит-зеленокаменного пояса, прослеживающегося в современной инфраструктуре Балтийского шита вплоть до систем покровов каледонид. Как это следует из материалов [14, 15], вращение структур, по-видимому, начало проявляться на рубеже архея и палеопротерозоя, когда в результате общего поворота зеленокаменных поясов и других ранних структур они заняли позицию, неблагоприятную для левосдвиговых перемещений, тогда как последние продолжали развиваться в северо-западном направлении уже под углом к их простиранью. Новообразованные левые сдвиги высокого порядка отчасти фрагментировали древнейшие структуры, приводя к локальному их вращению с приближением к первичному северо-западному направлению, но общее вращение по часовой стрелке преобладало.

После некоторого периода покоя, глубокого размыва и формирования кор выветривания в начале палеопротерозоя (2.5–2.3 млрд. лет) проявляется этап тектоно-магматической активизации, в процессе которого происходит дальнейшее обособление Карельского массива в структурно-кинematическом отношении. В режиме трансенсии происходит становление расслоенных массивов и



**Рис. 6.** Кинематическая схема эволюции Карельского массива в конце архея (А), в сумии–ятулии (Б), на раннесвекофенном (В, Г) и позднесвекофенном (Д) этапах; Е – диаграмма, отражающая главные кинематические элементы Карельского массива; Ж – результаты моделирования вращательных сдвигов в различных материалах, по [4, 28]; 3 – результаты моделирования структур “обратного вращения” в обстановке простого сдвига, по [56]; И – модель, иллюстрирующая связь горизонтально-продольного течения пород Карельского массива и структур вращения

Пояснения см. в тексте.

1, 2 – комплекс основания карелид: 1 – древние и 2 – более молодые области; 3 – лопийские зеленокаменные пояса; 4 – главные центры магматической активности в сумии – ятулии; 5 – палеопротерозойские образования; 6 – беломориды; 7 – свекофенииды; 8 – направления сдвига (а), растяжения (б), латерального перемещения (в), вращения (г). Буквенные обозначения см. на рис. 1

даек габброноритового, базит-ультрабазитового состава, а также формирование вулканогенно-осадочных рифтогенных структур с локализованными эпицентрами вулканической активности (см. рис. 6, Б). Характер тектонического размещения всех этих образований подчеркивает заложение нарушений сдвиго-раздвиговой природы, образующих овально-концентрическую и диагональную (спиральную) системы, в значительной степени наследующих ранние структурные неоднородности фундамента. Это – особенно ярко выражено для диагональных нарушений, проявленных в основном по ослабленным зонам лопийских зеленокаменных поясов. Если в конце архея эти пояса были охвачены левосдвиговыми деформациями, то их ремобилизация в палеопротерозое носила правосдвиговый характер. Этот факт, а также появление овально-концентрической системы сбросо-сдвигов можно связать с дальнейшим развитием эффекта вращения структур Карельского массива по часовой стрелке во-

круг вертикальной оси, расположенной в районе Западно-Карельского блока (см. рис. 6, Б). Кинематика вращения обусловила максимальное растяжение и деструкцию в краевых частях массива, где и отмечаются наиболее мощные и полные разрезы рифтогенных вулканитов и грубообломочных осадков сумии–сариолия. Наибольшей интенсивности эти процессы достигли в области структур Куолоярви и Ветреного пояса, что хорошо согласуется с общим вращением всей системы. Правосдвиговые перемещения вдоль диагональных нарушений обусловили ступенчатую в плане конфигурацию северо-восточного обрамления Карельского массива. Общее смещение ограниченных данными разрывами блоков (крупных литонов) предопределило тектоническое размещение локальных рифтогенных структур в ослабленных зонах максимальной деструкции, совпадающих с областями пересечения данных блоков с овально-концентрической системой сдвигов.

На основании приведенных выше материалов можно предположить, что сдвиговая тектоника в условиях общей деструкции и растяжения в сумии – сариолии была проявлена лишь в породах верхнекорового уровня, тогда как в глубинных слоях происходили процессы латерально-горизонтального течения и растяжения в условиях высоких давлений с формированием синкинематических тел андебит-чарнокитов и базитов (друзитов).

В ятулийское время периоды относительного покоя, формирования площадных кор выветривания и терригенных осадков чехла периодически сменялись этапами активизации и излияния трапповых базальтов. Последние обычно были локализованы в небольших наложенных впадинах, в основном соответствующих современным очертаниям протерозойских мульдообразных структур [42] (см. рис. 6, В). Их тектоническое размещение контролировалось, с одной стороны, участками пересечения овально-концентрических (левых) и диагональных (правых) сбросо-сдвигов, с другой – траекториями максимального растяжения, близкими к простираению диагональных сдвиговых зон (см. рис. 6, Б). Последние при этом ограничивали крупные мегалитоны, испытывающие “закручивание” по принципу спирали, продольное растяжение и деструкцию по поверхностям уже существовавшей тектонической делимости. При этом формировались рои многочисленных ятулийских даек, залеживающих разрывы. В данной модели предполагается, что позиция ятулийских даек лишь отчасти отражает палеонапряжения, но в большей степени соответствует ориентировке ранних северо-западных нарушений, находящихся в тот момент в благоприятном для структур растяжения секторе.

В целом раннепалеопротерозойский этап эволюции Карельского массива в кинематическом отношении имеет черты развития вихревой системы сдвигов в условиях транстенсии, а в общем геодинамическом смысле характеризует область экстремального растяжения [27] и проявления континентального рифтогенеза.

Свекофеннский этап развития (2–1.8 млрд. лет) Карельского массива во многом был обусловлен коллизионными (аккреционными) процессами в смежных геопровинциях (Беломорско-Лапландская, Свекофеннская), которые обусловили смену обстановки транстенсии на условия общей транспрессии. На ранней стадии свекофеннского тектоно-метаморфического цикла сохраняется кинематическая ситуация проявления вихревой системы сдвигов с общим поворотом структур по часовой стрелке (см. рис. 6, В). При этом внешний фактор поперечного сжатия обусловил трансформацию ранних рифтогенных структур в различные типы пальмовых транспрессионных форм (см. рис. 4). Многочисленные разноранго-

вые синметаморфические структуры – кинематические индикаторы – иллюстрируют рассеянный характер сдвиговых деформаций, развивающихся по сопряженной системе овально-концентрических и диагонально-спиральных зон [12, 14, 15]. Одновременно имело место латеральное течение горных масс и удлинение структур в северо-западном направлении. Это явление, связанное с условиями проявления сдвигов в обстановке транспрессии, привело на более поздних стадиях к усложнению структур вдоль их простираения, появлению комплементарных зон выжимания – нагнетания, поперечного выдвигания – фронтального сплющивания, что особенно ярко было выражено в Северо-Карельской зоне (см. рис. 6, Г). Фактор поперечного сжатия в конечном итоге привел к замедлению вращения.

На стадии хрупкого деформирования кинематика овально-концентрической системы сдвигов меняется на обратную – правосдвиговую (см. рис. 6, Д). Это, по-видимому, явилось следствием интенсивного поперечного расплющивания Карельского массива и его удлинения в северо-западном направлении в результате соответствующего тектонического течения пород. При этом ранние структурные неоднородности (блоки фундамента, зоны сдвигов), занимавшие неустойчивое диагональное положение к общему удлинению массива, должны были испытывать вращение против часовой стрелки в сторону плоскостей течения горных масс. По сути дела, этот феномен отражает тенденцию возврата системы в первоначальное состояние. Оценить величину данного ретровращения трудно, но, учитывая малую структурообразующую роль деформаций хрупкого этапа, можно полагать, что она была незначительной.

Таким образом, на протяжении всего палеопротерозойского этапа развития Карельского массива главными составными элементами его кинематики были рассредоточенные на больших площадях сдвиговые перемещения. Сопряженные зоны сдвигов в целом образовывали единый структурный ансамбль, организованный по принципу вихревой [28, 39, 46] (вращательной [4]) мегаструктуры, развивавшейся на одних этапах – в условиях растяжения, на других – на фоне фактора внешнего сжатия. Можно предполагать, что в современной структуре Балтийского щита некоторая часть данной вихревой структуры скрыта под покровами свекофеннид.

## ОБСУЖДЕНИЕ

В упрощенном виде особенности кинематики Карельского массива на ранней стадии свекофеннского цикла отражены на диаграмме (см. рис. 6, Е). Эта же схема приложима к раннепалеопротерозойскому этапу, с той разницей, что об-

ласть карелид в этот период находилась в условиях не сжатия, а растяжения. Данная система во многом идентична модельному воспроизведению сдвигов, полученных в полимерах и других материалах в условиях вращательного нагружения среды [4, 28] (см. рис. 6, Ж). В модельных структурах хорошо видны овально-концентрические и спиральные сдвиги, спиралевидные траектории осей максимального растяжения, подчиненные вращению некоторого неоднородного включения в центре. Вместе с тем известна группа экспериментов, моделирующих структуры “обратного вращения” в линейной системе простого сдвига, когда главным фактором антитетического поворота тел является не способ нагружения среды, а наличие гетерогенных более вязких включений в текучих пластичных материалах [56] (см. рис. 6, З). В качестве таких включений в системе карелид могут рассматриваться как отдельные блоки (Западно-Карельский и др.), так и весь Карельский массив в обрамлении подвижных поясов.

В последнее время была предложена модель, в которой Карельский массив рассматривается в качестве гигантской кристаллической протрузии, связанной с тектоническим течением горных масс в северо-северо-западном направлении [22]. Будучи дополненной представлениями о формировании вихревой системы сдвигов в пределах данной протрузии, эта модель иллюстрирует динамическую связь поступательного перемещения (однонаправленного ламинарного течения) Карельского массива и появления турбулентной области, связанной с вращением крупных реологических неоднородностей в фундаменте карелид (см. рис. 6, И). Однако однонаправленное течение пород Карельского массива в северо-северо-западном направлении не является вполне доказанным, так как имеются признаки нагнетания горных масс и к юго-юго-востоку в районе Сегозерской синклинали [15], и установить ведущее значение того или иного процесса в настоящее время невозможно. Весьма вероятен вариант течения горных масс в обоих направлениях, что обуславливает общее удлинение массива в результате его поперечного сплющивания. Но и в этом случае предложенная схема, отражающая чередования по простиранию ламинарных и турбулентных потоков тектонического течения, сохраняет свой смысл (см. рис. 6, И).

Таким образом, можно обсуждать варианты “активного” (когда имеются признаки вращательного нагружения среды) и “пассивного” (когда вращение является вторичным) вращения структур Карельского массива.

Согласно последним моделям развития Карельского массива в палеопротерозое он рассматривается как область экстремального эпиконтинентального растяжения, сформировавшаяся над

восходящим и растекающимся на глубинах 150–300 км суперплюмом [35, 52]. Если связать наблюдаемую структуру карелид с прямым воздействием этого плюма, то следовало бы предполагать спирально-вихревое движение восходящего тепломассопотока. Такие формы течения плюмов были рассмотрены в [11] и, как было представлено в гипотетической модели для Бразильского щита, могут быть ответственными за формирование вихревых структур типа “торнадо” в геологических структурах верхнекорового слоя [38, 39]. В приложении к Карельскому массиву вращательное воздействие плюма в рифтогенную стадию следовало бы принимать в опосредованной форме – через развитие вихревых центробежных потоков в нижнекоровом текучем слое. Охлаждение плюма могло привести к коллапсу, общему сжатию и центростремительному течению нижних слоев, в том числе с появлением вихревой воронки “всасывания” в области плюма [4, 11]. Однако в чистом виде эта модель не объясняет явления поперечного сплющивания структур карелид и продольного течения горных масс, имеющих явную связь с коллизийными процессами в обрамляющих подвижных поясах.

Иной вариант предполагает пассивное вращение структурных неоднородностей карельского фундамента в единой системе обширного подвижного пояса. При этом структуры вращения являются реакцией гетерогенной среды на внешние тектонические напряжения либо связаны с формированием сопряженных сегментов ламинарного и турбулентного типов потоков тектонического течения пород. Но и в этом случае мы имеем лишь часть условий, необходимых для общего развития внутриплитных тектонических процессов Карельского массива. Режим тектономагматической активизации, явления тектонического расслоения нижних слоев коры явно относятся к иной группе факторов.

Таким образом, ни одна из рассмотренных моделей сама по себе не объясняет кинематики и общей геодинамики Карельского массива. Их совместное рассмотрение, на первый взгляд, вызывает недоверие в согласованности действия вращательных сил и пассивного вращения за счет внешних нагрузок. Однако если обратиться к представлениям о нелинейной геодинамике, развиваемых Ю.М. Пуцаровским [36, 41], к теоретическим исследованиям в области кинематики хаотичных систем [54], то связь этих явлений можно найти. Известный принцип “бабочки”, когда взмах ее крыла бывает достаточно, чтобы изменить или упорядочить хаотичное движение материи [54], можно применить и в данном случае. Один из вариантов: внешние факторы нагрузки (или неоднородное тектоническое течение) запускают в действие механизм вращения структурных неоднородностей Карельского массива. Это

вращение, в свою очередь, влияет на процессы хаотичного и на ранних стадиях независимого течения нижней коры, упорядочивая их динамику и порождая вихревые – вращательные траектории перемещений. Последние передают этот порядок “торнадо” восходящему плюмовому потоку. Нетрудно заметить, что этот принцип перекликается с идеями о пассивном рифтогенезе, когда процессы растяжения в верхней коре предопределяют развитие мантийного плюма [27]. Но этот вариант не единственный. Внутриплитный тектогенез характеризует развитие сложных и многофакторных систем, и механизмы самоупорядочивания могут включиться на самых разных уровнях их организации.

Следует упомянуть еще возможность не стационарного положения Карельского массива и прилегающих областей по отношению к системе конвективных ячеек в верхней мантии и астеносфере – литосфере в условиях двухъярусной конвекции, что на уровне гипотезы рассматривается в [22]. В данном случае причины развития вихревых структур могут быть еще более сложными, связанными с латеральной миграцией литосферной плиты над асимметрично построенными в плане и разрезе тепломассопотоками.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенная модель кинематической эволюции Карельского массива является сугубо предварительной. Для ее уточнения необходимо провести дополнительные структурно-кинематические исследования в области карелид и их обрамления, а также перейти к построению трехмерной модели с использованием геофизических материалов и привлечением математического и экспериментального моделирования.

Имеющиеся к настоящему времени материалы позволяют рассматривать эволюцию Карельского массива в палеопротерозое в рамках концепции внутриплитного тектогенеза. Он представляет собой многофакторную систему, развитие которой проходило по сценарию эволюционного ряда: континентальный рифтогенез – область экстремального растяжения [27] в условиях трансенсии – инверсия и тектоно-метаморфическая активизация на фоне транспрессии. Одним из ведущих факторов структурообразования в пределах массива было проявление эффекта вращения и формирования системы сдвигов овально-концентрической и спиральной систем, образующих крупную вихревую структуру, во многом подобную известным в литературе в области Бразильского щита и Северо-Западного Китая [28, 39, 46].

В целом эволюция Карельского массива в палеопротерозое предопределялась суммарным действием отчасти независимых факторов: про-

явлением плюмовой тектоники, развитием процессов горизонтального течения в нижней коре, ротационными силами, воздействием внешних коллизионных процессов, неоднородным ламинарным и турбулентным характером тектонического течения, появлением локальных сил, связанных с гетерогенным строением фундамента карелид и дискретным характером деформаций. Можно предположить, что взаимозависимое действие этих факторов было подчинено принципам нелинейной геодинамики, суть которых в данном случае сводится к самоорганизации независимых и хаотичных процессов течения масс в литосфере в упорядоченные системы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 99-05-65366, 01-05-64281; научная школа – 00-15-98531; 6-ой конкурс-экспертиза, грант № 303). Автор выражает глубокую признательность за консультации М.Г. Леонову, Ю.А. Морозову, А.В. Лукьянову, М.Л. Сомину, Ю.Г. Леонову.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. *Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г.* Раннепротерозойская эволюция Северо-Востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
3. *Бибикова Е.В.* Геохронология Беломорского подвижного пояса // Тезисы докладов международной конференции “Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология”. Петрозаводск: ИГ КНЦ РАН, 1997. С. 18.
4. *Бондаренко П.М.* Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.
5. *Виноградов В.И., Буякайте М.И., Колодяжный С.Ю., Леонов М.Г., Орлов С.Ю.* Этапы вещественных преобразований архей-протерозойских пород Центрально-Карельского домена // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 6. С. 795–799.
6. *Войтович В.С.* О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42.
7. *Войтович В.С.* Надвиги и блоковые структуры северо-восточной Карелии // Геотектоника. 1975. № 2. С. 20–36.
8. *Володичев О.И.* Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
9. *Гениафт Ю.С.* Внутренние факторы тектонической мобильности литосферы платформ // Геотектоника. 1996. № 4. С. 13–24.
10. *Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б.* Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

11. *Дубровский В.А., Сергеев В.Н.* Тектонические кольцевые структуры // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 167–171.
12. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 72–89.
13. *Колодяжный С.Ю.* Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 1. С. 14–29.
14. *Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999. № 6. С. 29–44.
15. *Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 2. С. 59–79.
16. *Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г., Орлов С.Ю.* Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур северо-западного Прионежья (Карельский массив) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Том 2. № 2. С. 11–27.
17. *Коросов В.И.* Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: КНЦ АН СССР, 1991. 118 с.
18. Корреляция докембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Апатиты: Изд-ие Кольского филиала АН СССР, 1987. 95 с.
19. *Корякин А.С.* Некоторые итоги изучения протерозойских кор выветривания Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 9. С. 100–108.
20. *Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
21. *Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
22. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Лишневский Э.Н., Сомин М.Л.* Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 536).
23. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М.* Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 521).
24. *Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
25. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
26. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 3–23.
27. *Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
28. *Ли Сы-Гуан.* Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. М.: Гостеолтехиздат, 1958. 129 с.
29. *Лишневский Э.Н.* Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника. 1998. № 3. С. 55–68.
30. *Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В.* Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
31. *Лукьянов А.В.* Методологические проблемы структурных исследований кристаллических комплексов // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 35–52.
32. *Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
33. *Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение, эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с.
34. *Морозов Ю.А.* О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
35. *Морозов Ю.А.* Структурообразующая роль транспрессии и трансенсии (экспериментальные и природные примеры) // Геотектоника. 2002. (в печати).
36. Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. 191 с.
37. Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1995. 194 с.
38. *Паталаха Е.И.* Тектонический поток типа “торнадо” в геологических структурах: Бразильский щит, Средиземноморье, Черное море // Минеральные ресурсы Украины. 2000. № 1. С. 38–39.
39. *Паталаха Е.И., Гончар В.В., Трофименко Г.Л.* Лагранжева турбулентность и структурообразование тектоносферы // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Т. 2. Материалы XXXIV тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001. С. 101–105.
40. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Изд. Нац. АН Украины, 1995. 159 с.
41. *Пуцаровский Ю.М.* Нелинейная геодинамика (Кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
42. *Светов А.П.* Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1972. 120 с.
43. *Сибелев О.С., Коншин В.А., Рычанчик Д.В.* Структурный контроль позднесвекофеннского наложенного метаморфизма и связанных с ним рудопроявлений в позднеархейской Тикшеозерской структуре // Вопросы геологии, магматизма и рудогенеза Карелии. Оперативно-информационные материалы за 1995 г. Петрозаводск: КНЦ РАН, Ин-т геологии, 1996. С. 24–27.
44. *Слабунов А.И.* Керетская позднеархейская гранит-зеленокаменная система Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 24 с.

45. Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.
46. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наук. думка, 1972. 183 с.
47. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 176 с.
48. Сыстра Ю.Й. Тектоника карельского региона. Санкт-Петербург: Наука, 1991. 176 с.
49. Терехов Е.Н. Лежачие складки беломорского комплекса как индикатор обстановки растяжения // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тектонического совещания. М.: Геос, 2000. С. 518–521.
50. Травин В.В. К проблеме формирования сложно-складчатой структуры Кукаозерского синклиория (Северная Карелия) // Геотектоника. 2000. № 1. С. 33–45.
51. Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: КНЦ АН СССР, 1990. 126 с.
52. Шарков Е.В., Богатилов О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
53. Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д. и др. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л.: Наука, 1974. 134 с.
54. Шустер Г. Детерминированный хаос: Введение. М.: Мир, 1988. 240 с.
55. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 175 с. (Тр. ИГ Кар. фил. АН СССР; Вып. 18).
56. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review. Ottawa: Geological survey of Canada, 1991, Paper 90–17. 72 p.
57. Ivanov S.N., Ivanov K.S. Hydrodynamic zoning of Earth's crust and its significance // J. Geodynamics. 1993. V. 17. № 4. P. 155–180.
58. Karki A. Multistage structural evolution of crustal-scale shear zones in the central Fennoscandian shield, Finland – evidence of variations in tectonic stress fields // Abstracts. Proterozoic evolution in the North Atlantic Realm. International conference. 1996. Goose Bay, Labrador. P. 87–89.
59. Karki A., Laajoki K. An interlinked system of folds and ductile shear zones – late stage Svecofennian deformation in the central Fennoscandian Shield // J. Structural Geology. 1995. Vol. 17. P. 1233–1247.
60. Karki A., Laajoki K., Luukas J. Major Paleoproterozoic shear zones of the Central Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. P. 207–224.
61. Koistinen T. Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Finland // Transaction of the Royal Society of Edinburgh. 1981. Vol. 72. P. 115–158.
62. Ward P. Early Proterozoic deposition and deformation at Karelian Craton Margin in Southeastern Finland // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 71–93.

Рецензенты: В.М. Моралев, А.В. Лукьянов

## Analysis of the Paleoproterozoic Kinematics of the Karelian Massif

S. Yu. Kolodyazhnyi

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

**Abstract**—A kinematic model of the Paleoproterozoic evolution of the Karelian massif is proposed on the basis of structural-kinematic analysis and geologic evidence. The Paleoproterozoic evolution of this granite-greenstone province followed the intraplate tectonic scenario: continental rifting—extreme crustal stretching in a transtensional setting—inversion and tectono-metamorphic activation in a transpressional setting. Structure formation within the massif was guided largely by clockwise rotation and the inception of concentric ovate and spiral-shaped shear faults, which gave rise to a megastructural pattern closely similar a giant vortical structure. The Paleoproterozoic evolution of the Karelian massif was predetermined by a combined effect of plume tectonics, horizontal movement in the lower crust, rotational forces, the impact of external collisional events, lateral tectonic flow, and local forces resulting from the heterogeneous composition of the basement beneath the Karelides. The interdependent impact of these factors was presumably guided by nonlinear geodynamics, expressed in this case as the self-organization of independent and chaotic lithospheric rock flows into ordered systems.

УДК 551.243(234.853)

## ГЛАВНЫЙ УРАЛЬСКИЙ РАЗЛОМ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: СТРУКТУРА И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2003 г. И. Б. Серавкин, С. Е. Знаменский, А. М. Косарев

Институт геологии УНЦ РАН, 450000, Башкортостан, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2

Поступила в редакцию 19.06.2000 г.

Выполнены структурные исследования по трем опорным пересечениям и на ряде детально изученных участков Главного Уральского разлома. Его южноуральский фрагмент характеризуется отчетливо выраженной западной вергентностью складчатых и разрывных элементов структуры, на глубине сочетающихся с крутопадающими разломами; ненарушенностью стратиграфической последовательности отложений, как в целом в структуре, так и в пределах крупных тектонических пластин и чешуй; общим пологим чешуйчато-складчатым строением системы офиолитовых пластин, образующих сопряженные синформу и антиформу. В истории развития ГУРа выделяются рифтогенная (Е–О<sub>2</sub>), субдукционная (О<sub>3</sub>–D<sub>3</sub>) и коллизионная (С<sub>1</sub>–Р) стадии. Основной закономерностью структурной эволюции зоны ГУРа, установленной путем систематического анализа древних полей напряжений на всем его протяжении, является смена надвиговых деформаций сдвиговыми. Главный Уральский разлом – долгоживущий тектонический шов, сочетающий в своем строении глубинную крутопадающую зону разграничения кор различного типа с офиолитовой сутурой. Такое сочетание возникло закономерно благодаря сближению пассивного края континента с субдукционной зоной и последующей обдукцией океанической коры.

### ОБЗОР РАНЕЕ ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

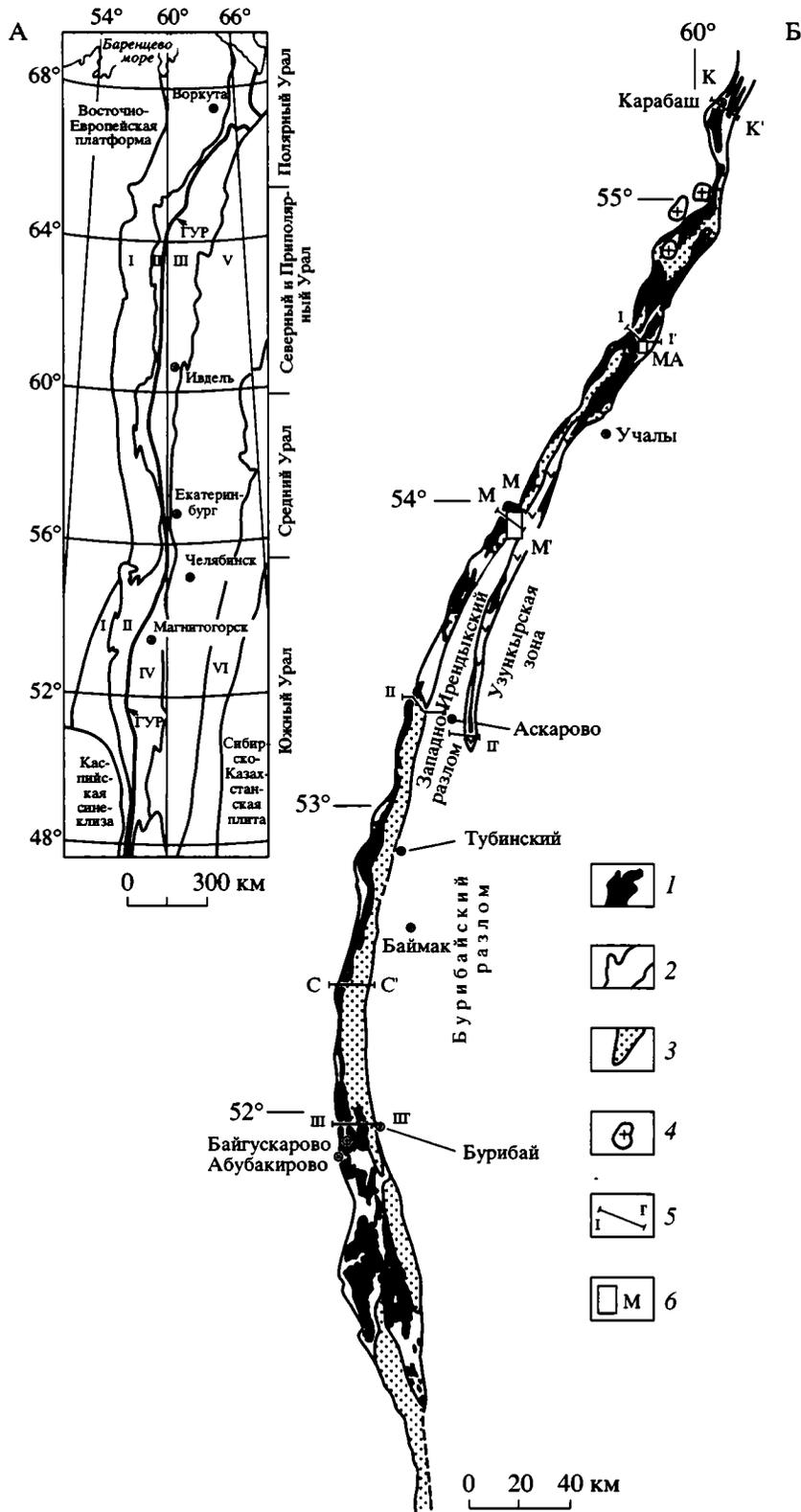
Главный Уральский разлом (ГУР), представляющий собой одну из крупнейших сутурных зон Земли, служит границей палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Урала. Эта граница между окраинно-континентальными осадочными и метаморфическими образованиями (на западе) и офиолитовыми и островодужными вулканогенными комплексами (на востоке) прослеживается от Байдарацкой губы до южного окончания Мугоджар на расстояние около 2500 км, повсеместно являясь тектонической ([40], рис. 1, А). Она выражена интенсивной региональной гравитационной ступенью и линейно вытянутыми магнитными аномалиями [2, 35, 36, 69], к западу от которых, на основании анализа поля силы тяжести, располагается кора континентального, а к востоку – океанического [69] или островодужного типов [2]. Зона разлома трассируется телами гипербазитов и габброидов, разрывными нарушениями и рассланцеванием.

**Полярный и Приполярный Урал.** В пределах этого региона западный контакт офиолитовых комплексов, простирающийся в северо-восточном направлении, наклонен к юго-востоку под углами 40–50° [40, стр. 77]. Зона разлома, как и в целом структура Полярного Урала, обладает покровным строением [46, 53]. По данным последних исследований С.В. Руженцева [51], офиолитовые покровы (массивы Суумкеу, Рай-Из, Войкаро-Сыньинский) сложены в основании серпентинитовым меланжем, на котором залегают вулканогенно-осадочные и осадочные отложения силура-девона, выполняющие ядра синформ. Предполагается, что выведение офиолитовых аллохтонов на поверхность осуществлялось в силуре, девоне и позднепалеозое [51, 53]. По данным А.В. Пейве, С.Н. Иванова, В.Н. Пучкова, А.С. Перфильева, офиолитовые массивы Войкарский и Рай-Из в структурном отношении представляют собой изоклинальные антиклинали, запрокинутые в северо-западном направлении. Лежачие крылья этих гигантских складок срезаны надвигом [40, 41].

**Рис. 1.** Положение Главного Уральского разлома (ГУРа) в основных структурах Урала (А) и схема строения южноуральского отрезка ГУРа (Б).

А: I – Предуральский краевой прогиб, II – Центральное Уральское поднятие, III – Тагильский прогиб, IV – Магнитогорский прогиб, V – Урало-Тобольское поднятие, VI – Тюменско-Кустанайский прогиб.

Б: 1 – серпентиниты и серпентинитовый меланж; 2 – кремнисто-вулканогенный комплекс офиолитовой ассоциации (О<sub>3</sub>–S); 3 – позднедевонско-раннекаменноугольные осадочные отложения (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>); 4 – гранитоиды (PZ<sub>3</sub>); 5 – линии разрез: К–К' – карабашский, I–I' – поляковский, М–М' – миндякский, II–II' – аскарковский, С–С' – по сейсмопрофилю 115, III–III' – ивановско-бурбайский; 6 – участки детальных исследований: МА – Малокаранско-Александровский, М – Миндякский.



**Северный Урал.** Здесь строение Главного Уральского разлома существенно иное. На этом отрезке он имеет субмеридиональное простирание и представлен мощной зоной смятия (от 0.5 до 3-4 км), сопровождаемой "... протрузиями ульт-

рабазитов Салатимского пояса и фрагментами серпентинитового меланжа" [43, стр. 25]. Сланцеватость преобладающих в зоне смятия углеродистых сланцев ориентирована чаще всего субвертикально [40, 43], а тела серпентинитов Салатим-

ского пояса, судя по геофизическим данным, падают на восток под углами около  $50^\circ$ , выполаживаясь с глубиной. Восточная граница зоны ГУРа на Северном Урале трассируется дунит-пироксенит-габбровыми массивами Платиноносного пояса. Ранее считалось, что этот пояс залегает в зоне ГУРа [4, 12, 33, 39, 71]. Позднее, на основании того, что Платиноносный пояс и контролирующий его разлом отстоят от контакта с метаморфическими породами Центрально-Уральского поднятия на расстояние 5–23 км, а слагающие его дунит-пироксенит-габбровые зональные массивы формировались позднее офиолитов (в силуре), стали считать Платиноносный пояс самостоятельной структурой [В.Н. Пучков, устное сообщение; 21]. Однако если понимать ГУР не только как зону надвига офиолитовых и более поздних комплексов на край континента, но и как зону сочленения коры континентального и островодужного типов и учитывать, что некоторые массивы платиноносного комплекса, например, Таловский на Среднем Урале, явно лежат в зоне ГУРа, то можно считать Платиноносный пояс восточной границей ГУРа. Того же мнения придерживается А.А. Ефимов [11]. Условия залегания массивов Платиноносного пояса выяснены на основании геологических и геолого-сейсмических данных [4, 10, 11, 21, 32]. Близвертикальное положение контактов дунитов, пироксенитов и оливиновых габбро в массивах Платиноносного пояса отмечалось А.А. Ефимовым [10] и показано для массивов: Денежкин камень, Косьюинский, Каменушинский, Качканарский, Качканарско-Гусевогорский, Вересовоборский, Баранчинский, Омутнинский [21].

**Средний Урал.** Строение ГУРа детально изучено по серии сейсмических (МОВ), расчетных гравиметрических и буровых профилей [32, 68], а также по данным Свердловского профиля ГСЗ [9]. На последнем ГУР выражен в виде четырех сближенных субвертикальных разломов, проникающих глубже границы "Мохо". Эти нарушения отражены в региональном гравиметровом поле и локальных значениях силы тяжести, образуя над зоной ГУРа интенсивные максимумы, которым на поверхности отвечают метагаббро и габбро, а на глубине – зона отсутствия "гранитного", повышенные значения плотности "переходного" и увеличение мощности "базальтового" (до 27–28 км) слоев коры. По данным буровых, расчетных гравиметрических и сейсмических профилей МОВ [26, 32, 68] надежно установлено восточное падение тектонического контакта метаморфических комплексов Центрально-Уральского поднятия с базальтоидными формациями, альпинотипными гипербазитами и габброидами Платиноносного пояса под углами  $50$ – $60^\circ$  (Тараташский профиль) до  $30$ – $40^\circ$  (Асбестовский и Верхне-Уфалейский профили). Надвиг разбурен многочисленными скважинами на хромитовом месторождении горы

Верхний Уфалей. Конфигурация контактов габброидов платиноносного комплекса подобна установленной на североуральских профилях.

**Южный Урал и Мугоджары.** Здесь строение ГУРа сходно с полярноуральским. В южной части этого отрезка зона разлома особенно детально изучена по материалам бурения на хромитовых месторождениях Кемпирсайского гипербазитового массива и на сульфидном медно-кобальтовом Ивановском месторождении в районе Байгускаровского массива, а также по данным геологическим, тематическим работ и геофизическим исследованиям по профилям: Верхнеуральскому МОВ, Темиртау-Куйбышев ГСЗ и "Урсейс-95". Везде установлено надвижение офиолитовых и островодужных комплексов на метаморфические породы зоны Урал-Тау по надвигам и взбросам, падающим на восток под углами около  $40^\circ$ . Кемпирсайский и Хабарнинский дунит-гарцбургитовые массивы Южного Урала представляют собой гигантские лежащие складки с сорванными лежащими крыльями [29, 40, 41], а Байгускаровский ультрабазитовый массив – крупноглыбовый серпентинитовый меланж, западный контакт которого погружается на восток под углами около  $40^\circ$  [3, 13, 24]. Офиолитовые комплексы Сакмарской зоны и массивов Крака являются аллохтонами, шарьированными с востока из зоны ГУРа [24, 50]. При ранней интерпретации профиля ГСЗ Темиртау-Куйбышев предполагалось субвертикальное положение глубинных разломов зоны ГУРа [70]. На более поздней модели изображен пологий контакт офиолитовых и островодужных комплексов с метаморфическими породами зоны Урал-Тау, имеющий восточное падение [64, 65]. На Верхнеуральском профиле МОВ также хорошо выражено восточное падение контакта метаморфических толщ Центрально-Уральского поднятия с зоной серпентинитов [32]. Сейсмический профиль "Урсейс-95", отчетливо показавший антиформное строение зоны Урал-Тау и бивергентную структуру Магнитогорского прогиба, еще раз дал представление о восточном падении контакта метаморфических образований с породами офиолитовой ассоциации [73, 74].

Таким образом, в строении зоны Главного Уральского разлома объективно установлены крутопадающие и пологопадающие элементы. На первые из них обращалось внимание в период господства фиксистой парадигмы [9, 35]. Со времени опубликования работы А.В. Пейве [38], большинством тектонистов Главный Уральский разлом стал рассматриваться как зона серпентинитового меланжа. Офиолиты, выходящие на поверхность в зоне ГУРа, являются корнями краевых офиолитовых аллохтонов, обдуцированных на край Евразийского континента [24, 25, 40, 41, 46, 50]. Строго говоря, серпентинитовый

меланж представляет собой зону срыва и меланократовое основание океанических и островодужных комплексов, выведенных на поверхность в области ГУРа. Меланократовый фундамент прослеживается к западу в виде краевых офиолитовых аллохтонов, а к востоку в основании вулканогенных комплексов. Структурно это показал Ю.В. Казанцев с соавторами [23], изобразив Магнитогорский синклиниорий в виде гигантской синформы, подстилаемой серпентинитовым меланжем. Понимание двойственной структуры и природы ГУРа высказывалось В.А. Романовым [49].

Специальных структурных исследований в зоне ГУРа на Южном Урале до последнего времени не проводилось. На отдельных участках было выполнено картирование серпентинитового меланжа [6, 7], высказывались общие представления о проявлении поздних сдвиговых дислокаций в восточном крыле ГУРа [19, 20, 44]. Лишь в последние годы проведены работы, позволившие наметить главные этапы деформаций в зоне разлома [17, 52, 62] и выяснить структуру офиолитовых пластин и зон меланжа [23, 57]. Их основные результаты сводятся к следующему: 1) офиолитовое строение (Миасско-Миндякская синформа, [23]); 2) в Кыштым-Миасском районе выделено 2 комплекса: аллохтонный (Магнитогорский) и параавтохтонный (Тагильский, [57]); 3) в северном окончании Магнитогорской зоны установлены 4 крутопадающие пластины, ограниченные сдвигами (с запада на восток: Нуралинская и Аушкульская, залегающие в зоне ГУРа, Поляковская и Ирендыкская); состав меланжа в пластинах закономерно меняется с запада на восток от лерцолитового к полимиктовому и мономиктовому гарцбургитовому; 4) на основании изучения складок в меланже выделены четыре фазы деформаций:  $F_1$  – предположительного растяжения,  $F_2$  – деформаций сжатия,  $F_3$  – шарнирования ( $D_3$  fm- $C_1$  t),  $F_4$  – сдвиговых дислокаций ( $P_1$  ?) [52].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ АВТОРОВ

На Южном Урале зона ГУРа плавной дугой протягивается с севера на юг от широты Челябинска до широты Орска на 480 км. В Башкирском Зауралье ширина выходов офиолитовых комплексов, трассирующих зону разлома, в среднем составляет 10 км. Западной границей зоны ГУРа служит тектонический контакт офиолитовых комплексов с метаморфическими породами Центрально-Уральского поднятия. Восточная граница также тектоническая, но менее отчетливая.

Строение зоны ГУРа изучалось нами в трех широтных пересечениях, вдоль которых в зоне разлома детально картировались полосы шириной до 5 км, а также прилегающие с востока районы Башкирского Зауралья (профили I-I', II-II' и

III-III'); в районе Карабаша, на Малокаранско-Александровской площади, на Миндякском месторождении, в районе Байгускаровского гипербазитового массива (рис. 1, Б).

**Район Карабаша.** В его пределах зона ГУРа нами изучалась совместно с немецкими геологами из Аахена М. Майером и А. Кистерсом на золоторудном месторождении Золотая гора [75].

В Кыштым-Карабашском районе океанические и островодужные комплексы сильно сжаты и ограничены Уфалейским (с запада) и Кыштымским (с востока) надвигами. Здесь зеленокаменная полоса сужается до 7–8 км, обрамляясь метаморфическими образованиями зоны Урал-Тау и Ильменогорского комплекса. Строение западной части зеленокаменной полосы хорошо изучено [48, 72]. Собственно зона ГУРа заполнена ультраосновными породами Таловского массива, отнесенного В.Д. Яковенко с соавторами к платиноносному комплексу (рис. 2, А). Восточнее, в Соймоновской долине, выходят осадочно-вулканогенные толщи силура-девона, подстилаемые серпентинитами. Эти толщи сильно деформированы и образуют серию чешуй, разделенных взбросами восточного падения. В чешуях породы поляковской свиты ( $S_1$ ?– $S_2$ ) последовательно сменяются отложениями ирендыкской ( $D_{1-2}$ ), карамальташской ( $D_2$  e), улутауской ( $D_2$  zv) и колтубанской ( $D_3$  f) свит. В восточной части зеленокаменной полосы проявлена интенсивная складчатость. Здесь силурийские толщи также подстилаются серпентинитами и перекрыты девонскими отложениями. В целом, вулканогенно-осадочные формации и подстилающие их серпентиниты образуют две синформы [57]. Их внутренняя структура сложная (рис. 2). Разделяющие синформы серпентиниты образуют веерообразную структуру, формирование которой протекало в четыре стадии. Здесь и далее поля палеонапряжений реконструированы с помощью статистического [34] и кинематического [8] методов. Для деформаций простого сдвига в качестве динамических индикаторов использовались также сколы Риделя. Цифрами над символами ( $\sigma_1^1$ ,  $\sigma_1^2$  и т.д.) обозначены стадии деформаций. В I стадию в условиях широтного сжатия образовался серпентинитовый диапир, ограниченный надвигом (с запада) и взбросом (с востока), имеющими встречное падение. В ядре диапира сформировалась серия крутых взбросов, представленных в современной структуре серпентинитовым меланжем с фрагментами осадочных и вулканогенных пород и интенсивно смятыми, рассланцованными серпентинитами. Во II стадию взбросы трансформировались в правосторонние сдвиги, состоящие из эшелонированных разрывов, образующих дуплексы растяжения и сжатия. Дискретность структурообразования на I и II стадиях подчеркивается резким различием в степени

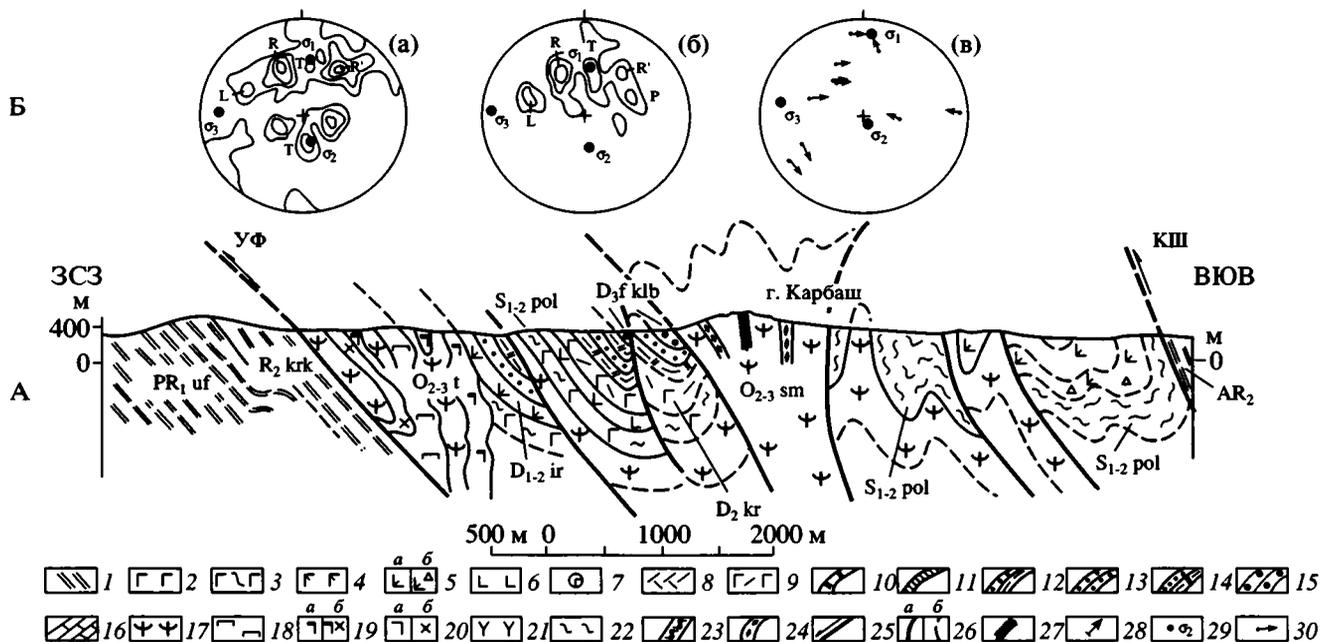


Рис. 2. Геологический разрез через Карабашский район и месторождение Золотая гора (А). Составил И.Б. Серавкин с использованием материалов Карабашской золоторудной партии (1933 г.), А.Д. Ракчеева [1977], В.Д. Яковенко (1970 г.), В.Д. Яковенко, Е.А. Белгородского [1985], С.Г. Самыгина и др. [1998], А.М. Косарева, С.Е. Знаменского. Сохранены индексы и датировки свит, приведенные на карте В.Д. Яковенко (1970 г.). Разломы: УФ – Уфалейский, КШ – Кыштымский. На врезке (Б) показаны диаграммы плотностей полюсов диопсидовых (а) и хлоритовых (б) прожилков и векторов смещения всياких крыльев разломов послерудных зеркал скольжения (в). Составил С.Е. Знаменский. Сетка Вульфа, верхняя полусфера: а – 67 замеров, изолинии соответствуют 1–2–4–6%; б – 40 замеров, изолинии соответствуют 1–2–4%

1 – метаморфические породы Центрально-Уральского поднятия и Ильменогорского комплекса; 2 – базальты, 3 – базальты с прослоями зеленых сланцев; 4 – базальтовые порфириты; 5 – базальтовые и андезибазальтовые пироксен-плагиоклазовые порфириты (а) и их туфы (б); 6 – плагиоклазовые андезибазальтовые порфириты; 7 – подушечные базальты, спилиты и вариолиты; 8 – кислые эффузивы; 9 – переслаивающиеся базальты и кислые эффузивы; 10 – кремнистые породы; 11 – яшмы, яшмоиды; 12 – туфы, тефроиды; 13 – терригенные и терригенно-тефроидные породы; 14 – вулканогенный флиш, 15 – граувакковые песчаники; 16 – известняки; 17 – серпентиниты; 18 – пироксениты; 19 – габбро (а) и габбро-диориты (б) офиолитовой ассоциации; 20 – габбро (а) и диориты (б) интрузивные; 21 – гранит-порфиры, граносенит-порфиры; 22 – зеленые и углистые сланцы; 23 – зоны расланцевания, смятия; 24 – зоны серпентинитового меланжа; 25 – разломы и направления перемещения по ним; 26 – геологические границы (а), предполагаемые границы и маркирующие горизонты (б); 27 – золотоносные родингитовые жилы, 28 – проекции скважин, 29 – оси главных нормальных напряжений ( $\sigma_1$  – максимального растяжения,  $\sigma_2$  – средняя,  $\sigma_3$  – максимального сжатия), 30 – векторы смещений всياких крыльев разломов. L – сдвиги, параллельные главному разлому, R – сколы Риделя, R' – сопряженные сколы Риделя, P – вторичные синтетические сдвиги, T – трещины отрыва и сбросы.

Индексы комплексов: sm – саймоновский, t – таловский, kg – красножилский; свит: uf – уфалейская, krk – кайраклинская, zk – зигазино-комаровская, jm – юмагузинская, ktm – карамалинская, pol – поляковская, b-br – баймак-бурибаевская, ir – ирендыкская, kr – карамалыташская, ul – улутауская, klb – колтубанская, zl – зилайрская; толщ и горизонтов: tr – туратская, jar – ярлыкаповский, mk – мукасовский

деформированности вмещающих серпентинитов и родингитовых тел. Последние обладают контактами магматического типа [75]. III стадия характеризуется образованием родингитовых прожилков 2-ой генерации в условиях правых сдвиговых смещений с небольшой взбросовой компонентой (см. диаграммы “а” и “б” на рис. 2, Б). В IV стадию сформировались мелкие сколы, незначительно сместившие родингитовые жилы (до 1.5 м), при сохранении поля напряжения III стадии (см. диаграмму “в” на рис. 2, Б).

При всей сложности структуры Кыштым-Карабашского района, представляются очевидными следующие черты его строения: 1) отчетливое

восточное падение тектонического контакта гипербазитов таловского комплекса с метаморфитами Центрально-Уральского поднятия; 2) неглубокое залегание меланократового основания океанических и островодужных комплексов (1.0–1.5 км); 3) присутствие в центральной части зоны серпентинитового диапира, представляющего собой выжатое к поверхности меланократовое основание осадочно-вулканогенных комплексов Магнитогорского мегасинклинория.

В северном сегменте ГУРа, от широты Миасса до широты Миндякского месторождения, офиолитовая пластина в зоне разлома имеет общее синформное строение [23]. Она распадается на

Миасско-Шариповскую и Аратаускую синформы и Миндякскую структуру сложного строения.

Строение ГУРа на отрезке от широты Учалинского месторождения до Миндякского рудного поля осложнено ответвлением Узункырской структуры.

*Профиль I-I' (поляковский).* Он пересекает зону ГУРа на широте деревень Вознесенка и Поляковка и состоит из четырех фрагментов (рис. 1 и 3). Кристаллические сланцы Урал-Тауской зоны сравнительно полого падают к северо-востоку и юго-западу под углами 30–40°. В районе выполненного нами пересечения (фрагмент А–Б) они залегают моноклинально, в целом же, как отмечалось И.С. Анисимовым (1983 г.), метаморфические породы смяты в складки, оси которых ориентированы в субширотном направлении, почти перпендикулярно простиранию Уралтауского разлома. Последний выражен зоной интенсивного расщепления и смятия, как в сланцах, так и в залегающих в лежащем боку полосчатых габбро (рис. 3).

Видимая мощность зоны ГУРа по профилю составляет 11–12 км, ограничиваясь с северо-запада Уралтауским, а с юго-востока Малокумачинским взбросами (рис. 3). Между этими нарушениями залегает серия круто падающих к юго-востоку тектонических пластин, среди пород которых выделяются две ассоциации: 1) офиолитовая (О–S), представленная ультрамафитами, габброидами и эффузивными базальтами; 2) осадочно-вулканогенная (D), сложенная известняками, терригенно-тефроидными породами и порфиритами ирендыкского типа. Контакты между ними во всех случаях тектонические. Вместе с тем в разрезе В–Г намечаются более мощные пакеты тектонических пластин, сложенные (от подошвы к кровле): габброидами офиолитового типа, серпентинитовым меланжем, известняками (D<sub>1</sub>), пироксенитами (O<sub>3</sub>) и порфиритами (O<sub>3</sub>–S<sub>1</sub> kg). Эти пакеты имеют синформную и антиформную внутреннюю структуру. Наиболее хорошо выражены крупные пакеты пластин, разделенные Яльчигуловским и Аушкульским крутыми взбросами (рис. 3). Серпентинитовый меланж присутствует в виде узких крутопадающих зон мощностью 50–60 м. Лишь в юго-восточной части профиля А–Б С.Е. Знаменским закартирована более обширная по площади область серпентинитового меланжа, образующего синформу с размахом крыльев около 1 км, которая представляет собой центриклинальное замыкание Аратауской синформы.

Анализ трещиноватости, выполненный С.Е. Знаменским, позволил выяснить основные поля палеонапряжений в зоне ГУРа и его западного обрамления, возникавшие при близгоризонтальном стрессе (наклон к горизонту до 16°), ориентированном с юго-востока на северо-запад. Более по-

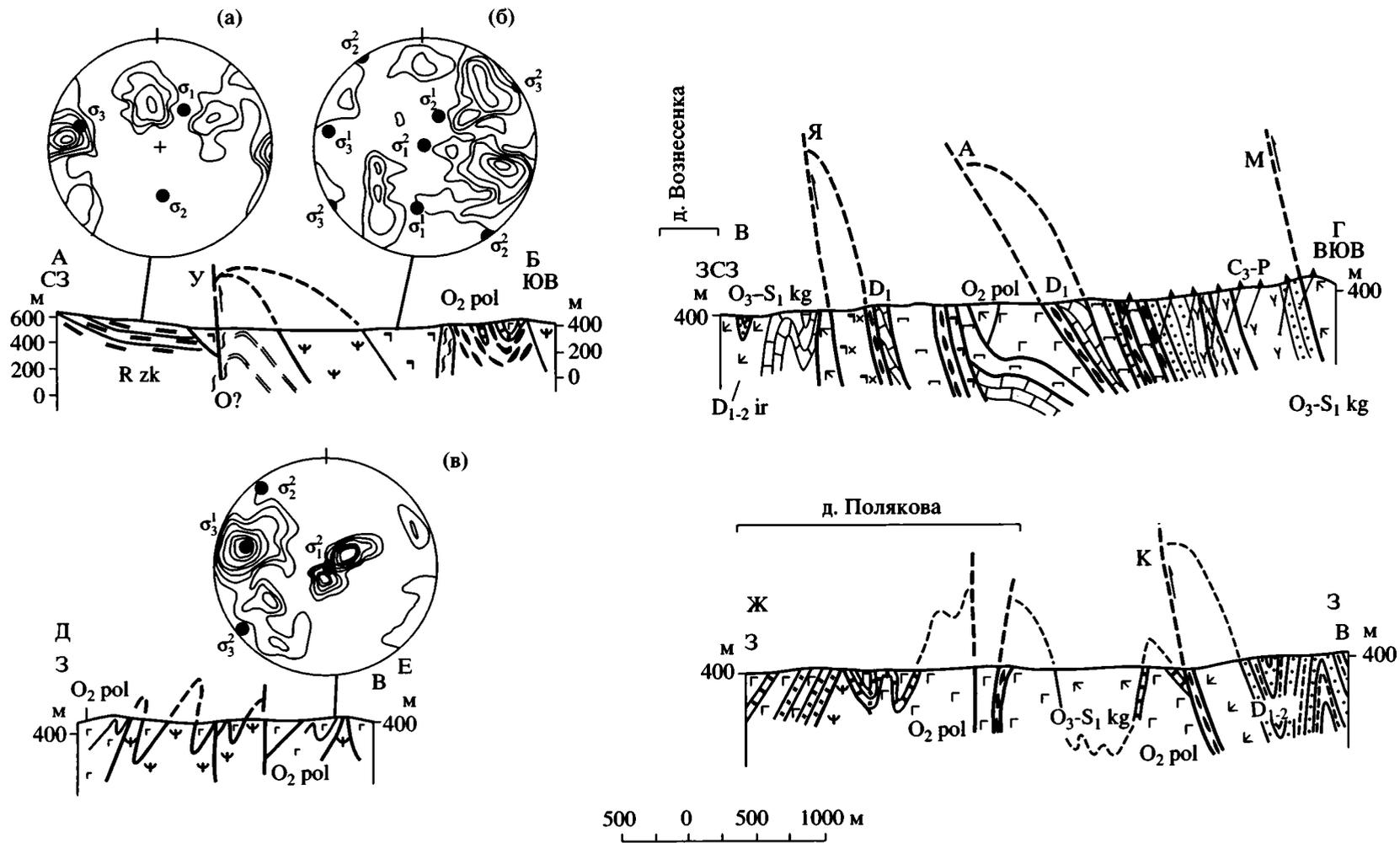
зднее надвигание происходило при сжатии, ось которого была направлена с юго-запада на северо-восток (см. диаграммы “а” и “б” на рис. 3).

В районе озера Карагайкуль строение зоны ГУРа отличается следующими особенностями: 1) хорошо выраженной складчатой структурой, представленной серией синформ и антиформ, залегающих на серпентинитовом “ложе”; 2) проявлением взбросов и надвигов восточного и западного падений; 3) наличием пологого ретронадвиг (20° на юго-запад).

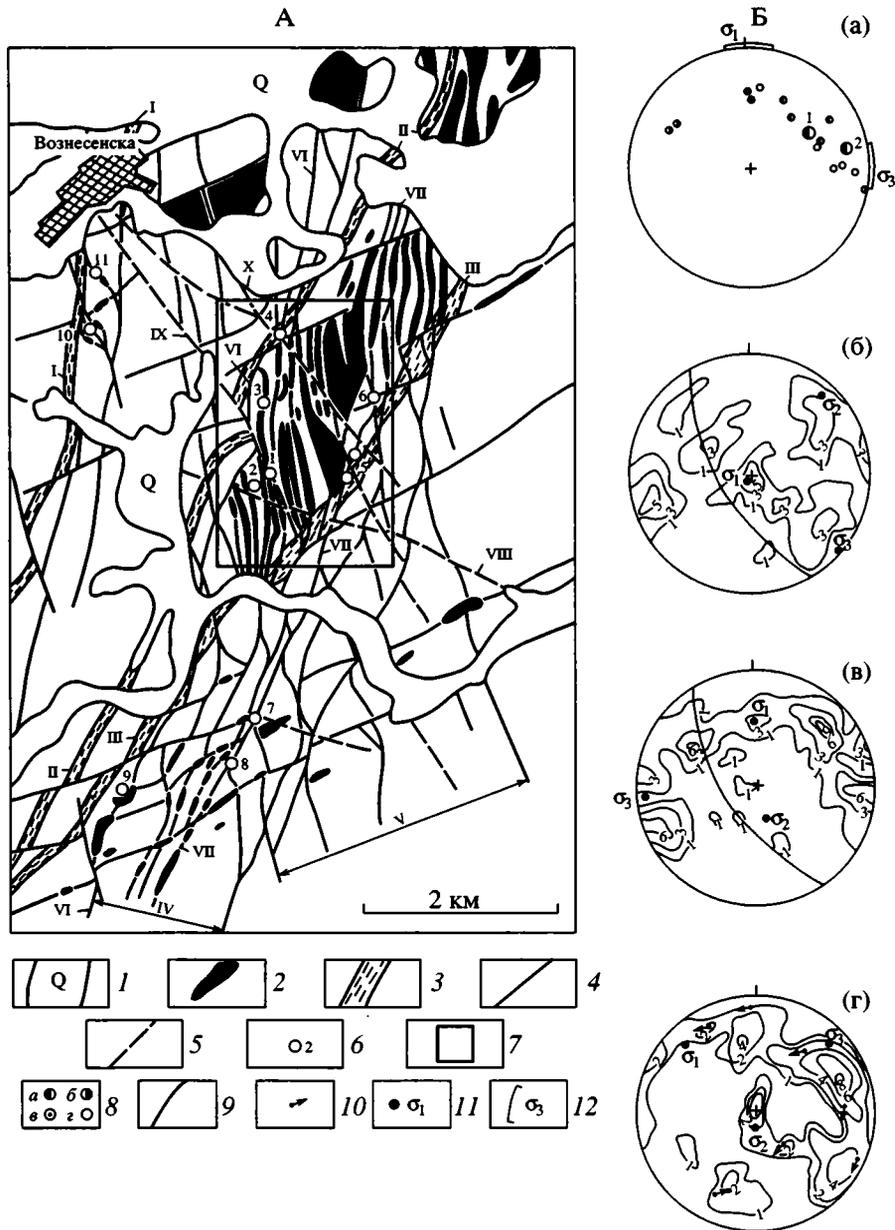
Поляковская антиформа завершает с востока зону ГУРа. Она сложена диабазами с многочисленными прослоями темно-серых кремнистых сланцев, количество которых заметно увеличивается вверх по разрезу. По кремнистым прослоям отчетливо “читаются” многочисленные складки. В юго-западной части антиформы выделяются разрывные нарушения субширотного простирания и разлом северо-западного направления. В блоке, ограниченном субширотными разрывными нарушениями, оси мелких складок имеют ту же близширотную ориентировку. Севернее оси складок простираются на северо-восток. Отчетливо прослеживается юго-восточная вергентность складчатости (см. фрагмент разреза Д–Е на рис. 3). В ядрах большинства мелких антиклиналей выходят серпентиниты. Это позволяет считать, что структура сорвана со своего основания и является антиформой. Складки сформированы в условиях стресса, ориентированного по азимуту СЗ 288°. Более поздними по отношению к складкам являются две системы надвигов (аз. пд. СВ 70° ∠ 21° и аз. пд. ЮЗ 201° ∠ 10°). По ним реконструировано поле напряжений надвигового типа с осью сжатия σ<sub>3</sub>, ориентированной полого на северо-восток (см. диаграмму “в” на рис. 3).

Ядро Поляковской антиформы и ее юго-восточное крыло изображены на фрагменте Ж–З рис. 3. Антиформа построена по типу антиклинориев с обратной вергентностью: оси мелких складок запрокинуты к ее центру. Юго-восточным ограничением Поляковской антиформы и зоны ГУРа служит Краснохтинский разлом, по которому породы ордовика-силура граничат с девонскими отложениями.

В районе профиля I–I' структура ГУРа определяется серией крутопадающих пластин, осложненных мелкими складками. Профиль проходит в области сочленения Миасско-Шариповской и Аратауской синформ на участке воздымания их шарниров, чем определяется крутое моноклинальное падение тектонических пластин к востоку, представляющих корневую часть аллохтонных масс, выполняющих синформы. Севернее профиля, в районе оз. Карагайкуль, структура вылаживается и погружается к северо-востоку, а южнее профиля – к юго-западу.



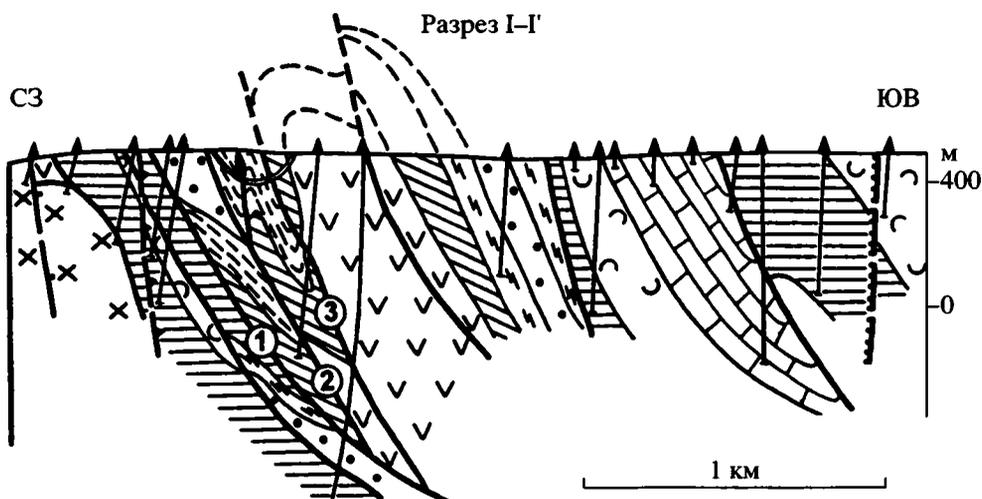
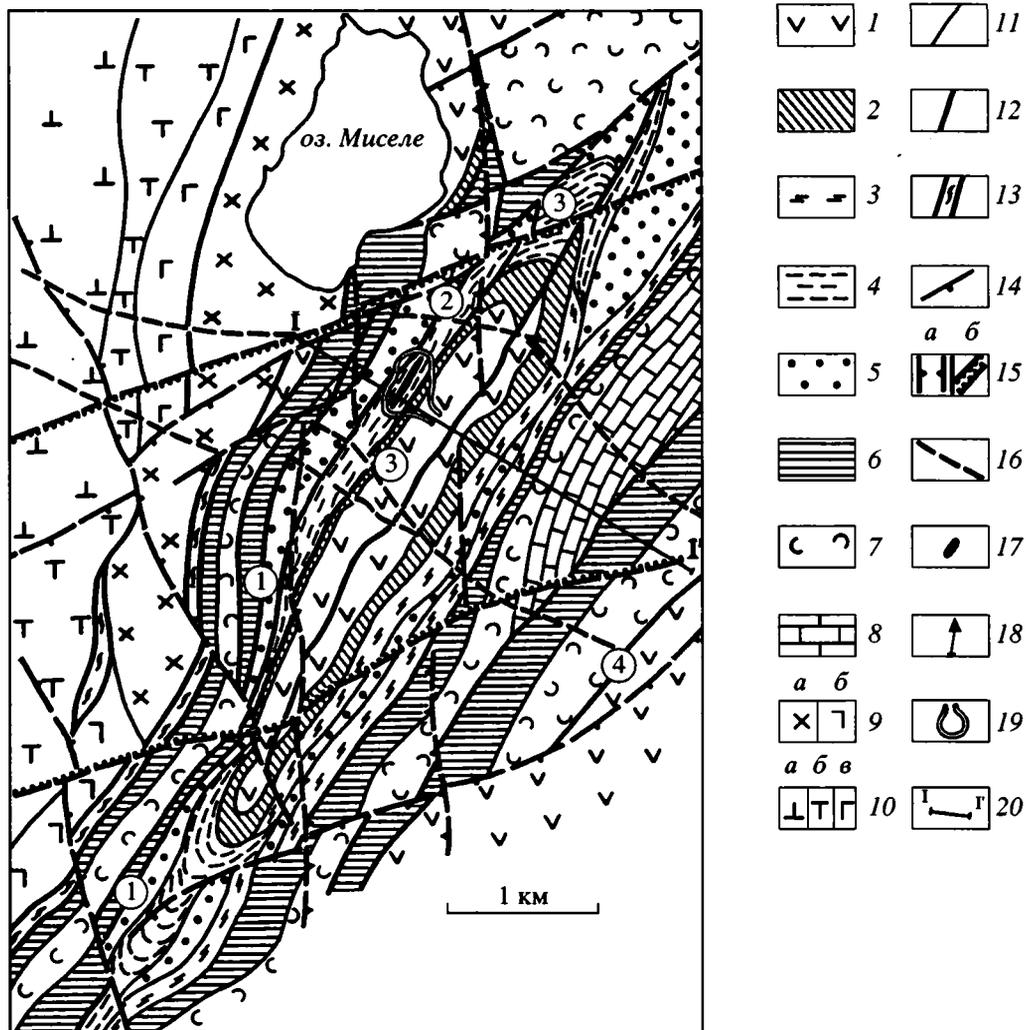
**Рис. 3.** Геологический разрез I-I' (поляковский), фрагменты А-Б, В-Г, Д-Е и Ж-З. Составили И.Б. Серавкин, С.Е. Знаменский, А.М. Косарев. Буквами обозначены разломы: У – Уралтауский, Я – Яльчигуловский, А – Аушкульский, М – Малокумачинский, К – Краснохтинский. Диаграммы трещиноватости (сетка Вульфа, верхняя полушфера): а – в метаморфических сланцах – R<sub>2</sub> zk (количество замеров 70; изолинии соответствуют 1–2–3–5–7–9–11–13%), б – в габбро офиолитовой ассоциации (количество замеров 157, изолинии соответствуют 1–2–3–5–7–9%), в – в базальтах O<sub>2</sub> pol (количество замеров 106; изолинии соответствуют 1–2–3–5–7–9–11%). Условные обозначения см. на рис. 2



**Рис. 4.** Структурная схема Малокаранско-Александровской площади (А) и диаграммы ориентировки разрывов месторождения Малый Каран (Б; сетка Вульфа, верхняя полусфера). Составил С.Е. Знаменский с использованием данных И.С. Анисимова и Н.И. Бородаевского

1 – четвертичные отложения; 2 – граносиенит-порфиры, 3 – ранние взбросы и надвиги ЮВ падения I стадии (I – Яльчигулово-Вознесенский, II – Аушкульский, III – Малокумачинский); 4 – магмоконтролирующие зоны и разломы II стадии (IV – Таракановско-Малокаранская и V – Малокаранско-Сиратурская сдвиговые зоны, VI – Таракановский и VII – Александровский разломы); 5 – сдвиги и косые разрывы III стадии (VIII – Абсалямовский, IX – Малокаранский, X – Северо-Александровский); 6 – золоторудные месторождения и рудопроявления (1 – Малый Каран, 2 – Густелевское, 3 – Борисовское, 4 – Андреевское, 5 – Александровское, 6 – Кривая жила, 7 – Россыпнинское, 8 – Утробинское, 9 – Таракановское, 10 – Большой Каран, 11 – Промежуточная зона); 7 – контуры Малокаранско-Александровской площади; 8 – полюсы разрывов: а – левосдвиговых, б – правосдвиговых, в – сбросовых, з – неопределенного кинематического типа; 9 – плоскость разлома “Центральной” жилы; 10 – векторы смещений висячих крыльев разломов; 11 – оси главных нормальных напряжений ( $\sigma_1$  – максимального растяжения,  $\sigma_2$  – средняя,  $\sigma_3$  – максимального сжатия); 12 – секторы возможной ориентировки  $\sigma_1$ ,  $\sigma_3$ .

а-в – диаграммы трещин III стадии: а – полюсов разрывов, вмещающих альбититы; б, в – плотностей полюсов прожилков: б – альбит-кварцевых (97 замеров), в – пиритовых (90 замеров), большими кружками показаны полюсы разломов, вмещающих главные жилы: 1 – “Центральную”, 2 – “Гоголевскую”; г – диаграмма послерудных разрывов IV стадии (100 замеров)



**Малокаранско-Александровская площадь.** Она расположена в зоне ГУРа к югу от фрагмента В-Г профиля I-I' и представляет собой тектоническую пластину, ограниченную с северо-запада Аушкульским, а с юго-востока Малокумачин-

ским взбросами (рис. 1, Б и 4). В ее пределах С.Е. Знаменским выявлено четыре разновозрастные стадии формирования структуры. На I стадии происходили взбросовые перемещения по продольным разломам значительной амплитуды в ус-

Рис. 5. Геолого-структурная схема и разрез Миндякского рудного поля. Составил С.Е. Знаменский по данным И.Г. Дубенко, К.А. Швалева, В.Ф. Созинова и Е.А. Денисовой

1–8 – тектонические пластины, сложенные: 1 – вулканитами ( $D_{1-2} \text{ ir}$ ), 2 – карбонатными олистостромами ( $C_1 \text{ t-v}$ ), 3 – меланжированными ультрабазитами и габбро, 4 – полимиктовыми олистостромами с олистолитами ордовикских диабазов, 5 – терригенно-карбонатными породами ( $C_1 \text{ v}$ ), 6 – карбонатными олистостромами ( $C_1 \text{ v}$ ), 7 – вулканогенно-осадочными и кремнистыми породами ( $D_3 \text{ kl?}$ ), 8 – известняками ( $C_1 \text{ v-s}$ ); 9 – раннекаменноугольные (?) диориты (а) и габбро (б); 10 – Миндякский ультрабазитовый массив: а – гарцбургит-лерцолитовая серия, б – дунит-пироксенитовый комплекс, в – габбро; 11 – границы тектонических пластин и толщ; 12–14 – разрывные нарушения второй стадии: 12 – взбросы юго-восточного падения, 13 – зоны серпентинитового меланжа, 14 – сдвиги; 15 – границы зон сдвигов субмеридионального (а) и близширотного (б) простираения третьей стадии; 16 – сдвиги и косые разрывы пятой стадии; 17 – проекция рудных тел на дневную поверхность; 18 – скважины; 19 – контуры карьера Благодатный; 20 – линия разреза. Арабскими цифрами в кружках обозначены взбросы и надвиги: 1 – Главный, 2 – Западный, 3 – Восточный, 4 – Западно-Ирендыкский

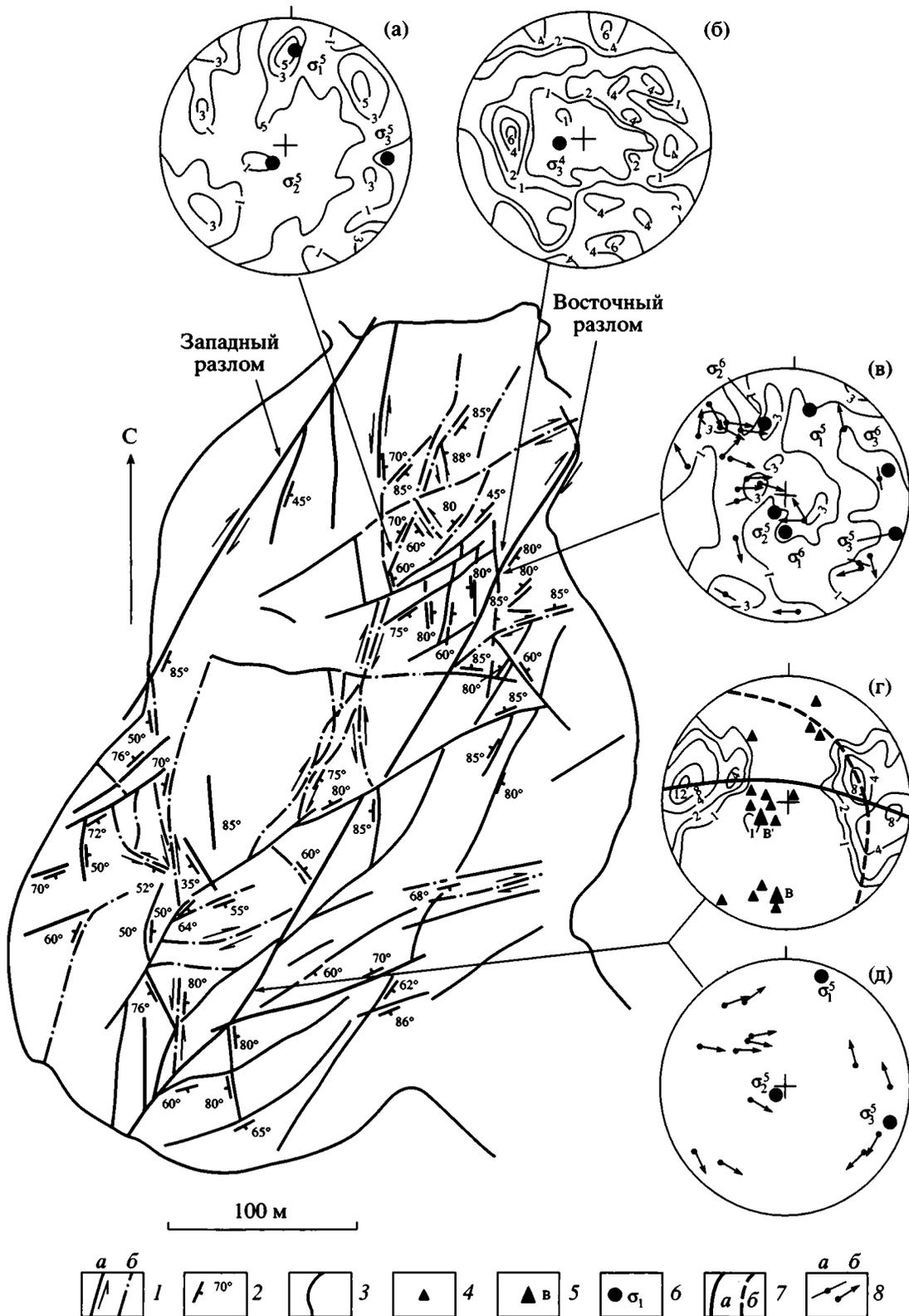
ловиях латерального северо-западного стресса в поле напряжений надвигового типа. Во II стадию была сформирована система магматических дуплексов растяжения, возникшая в условиях левосдвиговых дислокаций по пересекающимся разломам север-северо-восточного (Таракановско-Малокаранская зона) и север-северо-западного (Малокаранско-Сиратурская зона) простирааний, при латеральном сжатии ( $310^\circ$ ) и в поле напряжений сдвигового типа. Субширотные разрывы на этой стадии играли роль магмоблокирующих структур (рис. 4). Разрывные деформации III стадии происходили в пульсирующем режиме субширотного сжатия (диаграммы “а–в” на рис. 4). Мелкие послерудные перемещения IV стадии по зеркалам скольжения фиксируют условия северо-восточного сжатия (диаграмма “г” на рис. 4).

**Миндякский отрезок зоны ГУРа.** Он обладает сложной структурой, которая детально изучена авторами с использованием материалов Н.И. Бородаевского и др. (1965 г.), И.Г. Дубенко и др. (1975 г.), В.Ф. Созинова и др. (1983 г.), на рудном поле Миндякского золото-сульфидного месторождения. Оно сложено пакетом тектонических пластин, смятым в складки, наиболее крупные из которых образуют сопряженные синформу и антиформу (рис. 5). В пределах последней развито несколько систем разломов (рис. 6). Анализ их соотношений между собой и со складками позволяет выделить 6 стадий формирования структуры: I – образование чешуйчатых надвигов; II – образование антиформы, сопряженных с ней продольных и блокирующих диагональных разломов, происходившее в условиях стресса, ориентированного по азимуту  $300^\circ$ ; III – формирование субмеридиональных (аз. пр.  $CC3 \ 340-0^\circ$ ) и близширотных (аз. пр.  $BCB \ 70-85^\circ$ ) разрывных нарушений при латеральном сжатии (аз.  $310-320^\circ$ ); IV – реактивация ранее сформированных разломов в условиях латерального растяжения; V – образование левых северо-западных (аз. пр.  $290-330^\circ$ ) и правых северо-восточных (аз. пр.  $30-60^\circ$ ) сдвигов, а также субширотных сбросов, повторная реактивация продольных взбросов; VI – формирование мелких взбросов, взбросо-сдвигов и надвигов се-

веро-западного и северо-восточного простирааний, секущих рудные тела (рис. 6).

Резюмируя данные о строении миндякского отрезка ГУРа, хочется подчеркнуть: 1) крутое залегание тектонических пластин при устойчивой западной вергентности складчатых и разрывных элементов; 2) общую асимметрию, выраженную в развитии на контакте с зоной Урал-Тау Миндякского ультрабазитового массива лерцолитового типа и в различиях состава офиолитовой пластины на крыльях антиформы.

*Геологический разрез по профилю II–II' (аскаровскому).* Профиль почти совпадает с положением сейсмопрофиля “Урсейс-95” (рис. 7, А). Здесь зона ГУРа имеет северо-восточное простираание (аз. пр.  $15^\circ$ ), ее мощность составляет 9.5–10 км. Западную часть зоны слагают меланжированные, сильно динамометаморфизованные базальты, вулканогенно-осадочные и кремнистые породы (О ?), а также серпентиниты, образующие полосу шириной около 4 км. Разломы и сланцеватость в породах имеют юго-восточное падение ( $40-80^\circ$ ). На восточном фланге зоны ГУРа расположена синформа, выполненная терригенно-кремнистыми отложениями зилаирской свиты ( $D_3 \text{ fm}-C_1 \text{ t}_1$ ) и известняками ( $C_1$ ). Массовые замесы оперяющих трещин в габбро, локализованных на контакте серпентинитов и осадочных пород и статистическая обработка трещиноватости [34] позволили выделить три генерации трещин, по которым восстановлены разновозрастные поля напряжений, характерные для зон надвигов и взбросов (1), левых сдвигов (2) и правых сдвигов (3) [5]. Внутри синформы развита серия разрывов юго-восточного падения. По элементам залегания слоистости на западном крыле структуры реконструированы складки более высокого порядка. Они имеют субмеридиональное простираание и восточную вергентность, осложняя синформу по типу нормальных синклиналиев. Восточное крыло синформы срезано Западно-Ирендыкским разломом (аз. пр.  $10-15^\circ$ ), состоящим из четырех крупных сместителей, сопровождающихся мощными (до 60 м) зонами милонитизации, рассланце-



вания и мелких складок волочения. Общая ширина тектонической зоны составляет 2.5 км. В ней закартированы тектонические пластины нижнедевонских известняков, вулканогенно-осадоч-

ных пород, протрузии серпентинитов и тела габброидов.

Крайний западный сместитель имеет вертикальное или крутое северо-западное падение. Три

Рис. 6. Схема разрывных нарушений Благодатного карьера. Составил С.Е. Знаменский с использованием данных Ю.И. Новожилова (1965 г.)

а-д – диаграммы плотностей полюсов (сетка Вульфа, верхняя полусфера): а – рудных прожилков пятой стадии (94 замера), б – карбонат-кварцевых прожилков в лиственитах четвертой стадии (112 замеров), в – трещин пятой и шестой стадий (104 замера), г – слоистости (101 замер), д – векторов смещения висячих крыльев разрывов.

1 – разломы (а), и они же (б) с сульфидной минерализацией (стрелками показаны направления смещений крыльев разломов на пятой рудной стадии); 2 – элементы залегания разломов; 3 – контуры Благодатного карьера; 4-8 – на диаграммах выходы на верхнюю полусферу: 4 – шарниров складок, 5 – реконструированных осей складчатости (В – второй стадии, В' – пятой стадии), 6 – осей главных нормальных напряжений различных стадий ( $\sigma_1$  – максимального растяжения,  $\sigma_2$  – средняя,  $\sigma_3$  – максимального сжатия), 7 – плоскостей симметрии складчатости второй (а) и пятой (б) стадий, 8 – векторов смещения висячих крыльев разломов (а – неопределенного, б – определенного знака)

вторичных разрыва, расположенных на восточном фланге Западно-Ирендыкского разлома, круто наклонены на юго-восток под углами 60–80°. Они представляют раннюю группу взбросов с суммарной вертикальной амплитудой смещения 5 км, а сместитель с северо-западным падением – поздний левый взбросо-сдвиг.

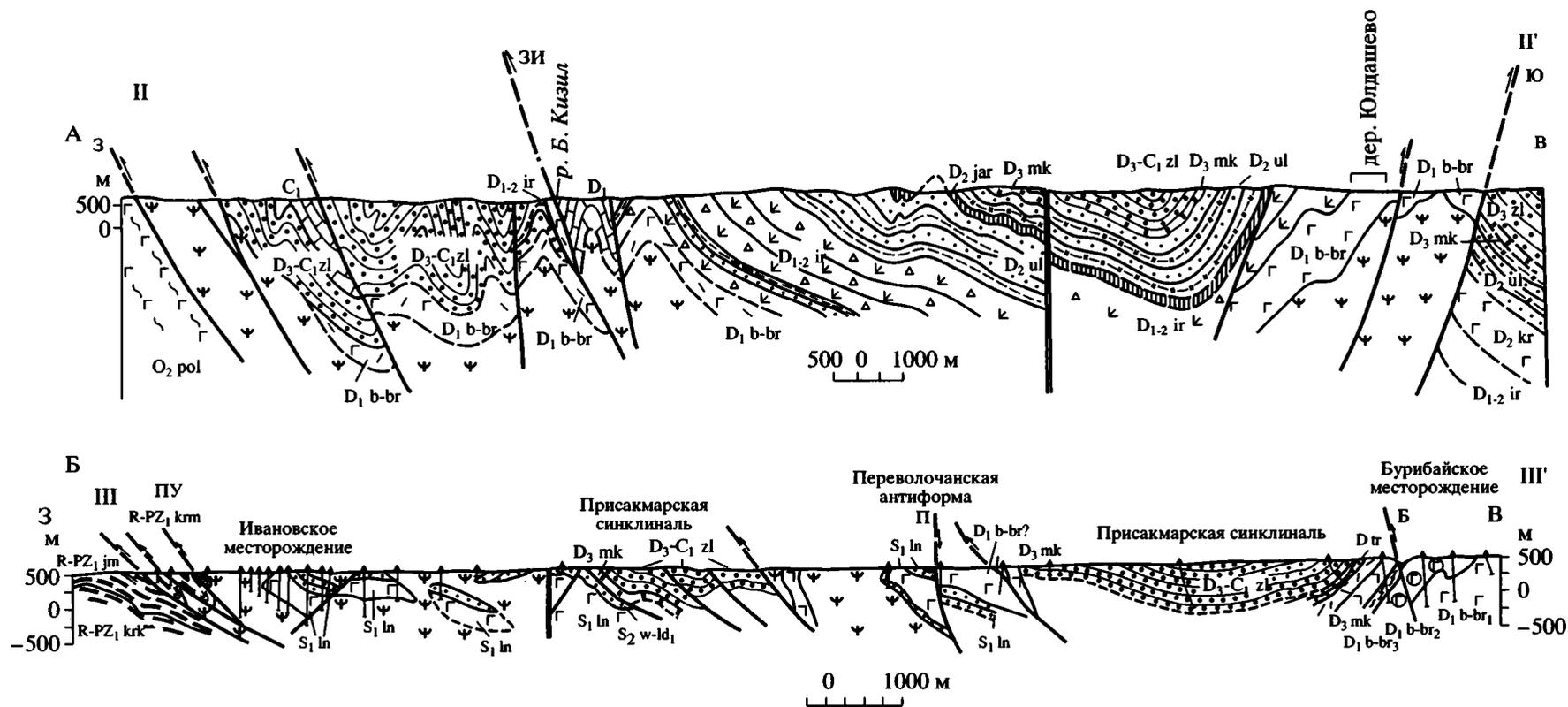
К востоку от Западно-Ирендыкского разлома островодужные комплексы ( $D_{1-2}$ ) и перекрывающие их кремнисто-терригенные отложения ( $D_{2-3}$ ) слагают обширную асимметричную синклинали, предположительно подстилаемую офиолитами, которые поднимаются на поверхность в Юлдашевской антиформе (рис. 7, А). На то, что постелью девонских формаций являются офиолиты, указывают структурные данные по профилю II–II' и то, что Юлдашевская (Узункырская) структура севернее, на широте города Учалы, приключается к зоне ГУРа.

От широты Тубинска до широты поселка Бурибай восточным ограничением зоны ГУРа служит Бурибайский разлом. На протяжении этого отрезка офиолитовые комплексы зоны ГУРа и расположенные восточнее островодужные формации перекрыты отложениями зилаирской свиты, местами с мукасовским горизонтом кремней в основании. Бурибайский разлом установлен по гравиметрическим и магнитометрическим данным, разрывным нарушениям, смещающим зилаирские отложения, телам раннекаменноугольных габброидов. В пределах Бурибайского рудного района зона ГУРа расширяется до 17 км и сложена ультрамафитами Байгускарковского массива и фрагментами нижнесилурийского кремнисто-вулканогенного комплекса, отчасти перекрытых верхнедевонскими отложениями Присакмарской синклинали зоны.

*Геологический разрез по профилю III–III' (ивановско-бурибайский).* Он пересекает зону ГУРа на широте деревни Ивановка и пос. Бурибай. Разрез детально изучен по данным бурения [3, 13, 45], в процессе геолого-съёмочных работ (Биков, Захаров и др., 1973 г.) и по наблюдениям авторов (рис. 7, Б). Западную часть ГУРа, мощностью до 16 км, занимает Байгускарковский массив серпентинизированных гипербазитов, представленный крупноглыбовым меланжем [25]. Блоки базаль-

тов, олистостромовых, терригенных и кремнистых отложений, размером в сотни метров (иногда свыше 1 км в поперечнике), заключены среди апогарцбургитовых серпентинитов. В центральной и восточной частях меланж перекрыт [25] флишоидными отложениями зилаирской свиты ( $D_3-C_1 t_1$ ) с мукасовским кремнистым горизонтом в основании ( $D_3 mk$ ), выполняющими Присакмарскую синклинали, которая на широте данного пересечения разделена Переволочанской антиформой (рис. 7, Б). В блоках серпентинитового меланжа присутствуют породы разновозрастных осадочно-вулканогенных комплексов: 1) ордовикского кремнисто-базальтового [1]; 2) раннесилурийского ( $S_1 ln_{2-3}$ ), содержащего диабазы, спилиты, вариолиты, кислые эффузивы, прослои кремнисто-глинистых сланцев; 3) венлокского ( $S_2 w$ ), сложенного углисто-глинистыми сланцами; 4) венлок-лудловского ( $S_2 w-l d_1$ ), представленного кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, конгломератами; 5) лудловского ( $S_2 l d_1$ ), содержащего кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, базальты, андезит-базальты и андезиты [13, 15, 63]. Особый интерес представляет обломочная толща ( $S_1 w-l d_2$ ), в составе которой содержатся гальки диабазов, спилитов, вариолитов и кремней лландоверийского и венлокского комплексов, габбро и серпентинитов Байгускарковского массива, гидротермально измененных рудомещающих пород с сульфидной минерализацией Ивановского месторождения [13, 16]. В этой толще широко распространены серпентинитовые песчаники, гравелиты и конгломераты, обладающие градационной слоистостью. Эта толща, по мнению геологов ГИНа (А.Л. Книппер, А.С. Перфильев, устное сообщение) и нашим наблюдениям, представляет типичную олистострому. Е.В. Чибриковой в ее матриксе были определены микрофоссилии раннео-среднего девона.

Западный контакт зоны ГУРа, проходящий по Приуралтаускому разлому, образован сближенными разрывными нарушениями, по которым серпентиниты надвинуты на кристаллические сланцы (рис. 7, Б). В рассматриваемом районе контакт погружается к востоку под углами от 30° до 40°. В обнажениях по реке Дергамыш вблизи



**Рис. 7.** Геологические разрезы: А – по профилю II-II' (аскаровскому; составили С.Е. Знаменский, А.М. Косарев); Б – по профилю III-III' (ивановско-бурибайскому; составил А.М. Косарев). Буквами на разрезах обозначены разломы: ПУ – Приуралтауский, П – Переволочанский, Б – Бурибайский, ЗИ – Западно-Ирендыкский, Ю – Юлдашевский.

Условные обозначения см. на рис. 2.

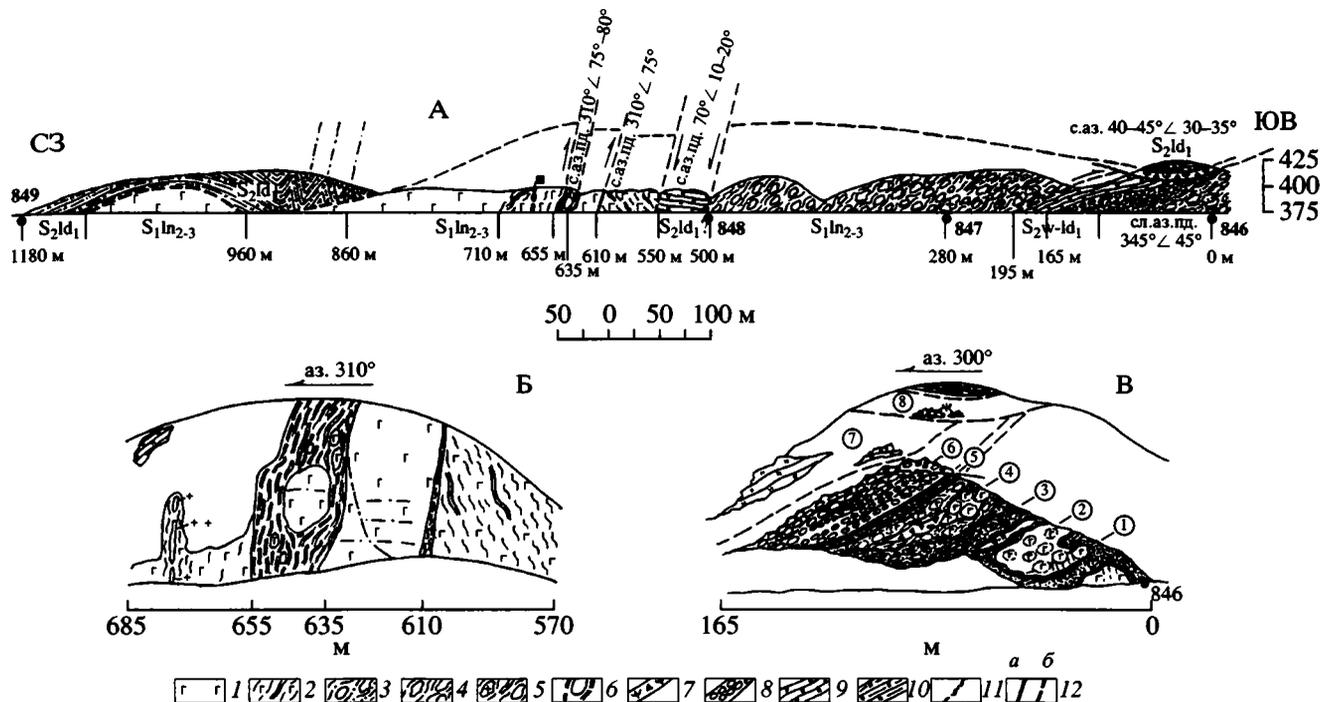


Рис. 8. Геологический разрез по левому борту долины реки Дергамыш на окраине деревни Байгускарово (А) и его фрагменты (Б, В). Составил И.Б. Серавкин

1, 2 – базальты тектонизированные в разной степени: 1 – слабо, 2 – интенсивно; 3 – тектонит по лавам и гиалокласти-там; 4–5 – меланж: 4 – мономиктовый с обломками базальтов, 5 – полимиктовый, с обломками базальтов, кислых вул-канитов и кремней; 6 – будины диабазов в глинистых сланцах; 7 – серпентиниты брекчированные и рассланцованные; 8 – тектонические брекчии; 9–10 – кремни: 9 – темно-серые, брекчированные и перемятые, 10 – светло-серые сло-истые; 11 – зоны смятия и рассланцевания; 12 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые

контакта мусковит-хлорит-кварцевые сланцы и эклогиты максютовского комплекса смяты в складки, запрокинутые на запад.

Контакт метаморфических сланцев хребта Урал-Тау и серпентинитов зоны ГУРа изучен так-же С.Е. Знаменским в северном борту ручья Яман-Каса, приблизительно в 3 км западнее де-ревни Байгускарово. Серпентиниты надвинуты в юго-западном направлении по пологому надви-гу на уралтауские породы. Поверхность сместителя субпараллельна метаморфической полосчатости. Видимая амплитуда смещения по надви-гу здесь составляет более 200 м. Метаморфические слан-цы и покров серпентинитов смяты в подобные складки, имеющие юго-западную вергентность.

Формирование ГУРа на данном участке проис-ходит в стадии: 1) шарьирования; 2) образования антиформных и синформных структур и сопря-женных с ними взбросов и надвигов северо-запад-ного простиранья; 3) косых левых взбросо-сдвиго-вых смещений по ранее сформированным разры-вам и формирования диагональных сдвигов северо-восточного и северо-западного простиранья.

Строение контакта серпентинитов с метамор-фическими сланцами зоны Урал-Тау наблюда-

лось И.Б. Серавкиным в окрестностях деревни Абубакирово (см. рис. 1). По ориентировке эле-ментов приразломных деформаций устанавлива-ется надвижение серпентинитов на метаморфиче-ские сланцы с образованием складок волочения в автохтоне, параллельных контакту, при субши-ротной ориентировке сжатия. Последующие ле-водвиговые перемещения и коробление аллох-тонных серпентинитов протекали при северо-за-падном направлении оси сжатия.

К востоку от контакта наблюдается серпенти-нитовый меланж, в блоках которого содержатся полосчатые габбро, базальты, глинистые и крем-нистые сланцы и кислые эффузивы раннесилу-рийского комплекса. В них прослеживаются структурные элементы северо-восточного про-стиранья. На меланже с несогласием полого зале-гают светло-серые кремнистые сланцы мукасов-ского горизонта (аз. пд. 80° ∠ 30°).

Разнообразие форм серпентинитового мелан-жа зоны Главного Уральского разлома можно ви-деть в обнажениях по реке Дергамыш на окраине деревни Байгускарово. Здесь развит крупноглыбо-вый меланж (скала “Дива”), сходный с меланжем района Ивановского месторождения (рис. 7, Б).

В эффектных обнажениях по левому борту долины реки Дергамыш вдоль восточной окраины деревни развиты зоны средне- и мелкообломочного меланжа, тектонитов и будинажа (рис. 8). Как видно на разрезе, тектонизированный лландоверийский базальтовый комплекс и венлок-нижнелудловская осадочно-обломочная толща разделены тектонической зоной, согласной с элементами тектонической расчлененности меланжа (рис. 8, В). Гипсометрически выше располагаются светлосерые тонкослоистые кремни с прослоями глинистых сланцев, в которых А.А. Захаровым [14] обнаружены нижнелудловские граптолиты. Лудловские кремни пологим покровом на значительной площади к северо-западу от рассматриваемого разреза несогласно перекрывают серпентинитовый меланж (рис. 8).

Южнее рассмотренных обнажений, в разрезе по реке Ташле обнажены пиллоу-базальты ( $S_2 \text{ ld}_1$ ), выше которых залегают слоистые кремни мукасовского горизонта ( $D_3 \text{ f}$ ). В этом районе нами картирован локальный надвиг послепанского возраста, по которому базальты надвинуты на франские отложения.

Таким образом, в строении ГУРа в окрестностях деревни Байгускарово принимают участие две тектонические пластины: нижняя, офиолитовая, сложенная тектонизированными лландоверийскими базальтами, серпентинитами и венлок-лудловской олистостромовой толщей, и верхняя, образованная кремнистыми отложениями раннелудловского возраста. Структурные элементы в этих пластинах ориентированы резко несогласно. Установлена следующая последовательность формирования структуры: 1) шарьирование меланократового основания океанической коры к поверхности и образование верхнесилурийской (?) олистостромовой толщи; 2) формирование серпентинитового меланжа, последующее вероятное "запечатывание" меланжа лудловскими кремнями, перемещение тектонических пластин по подошве раннелудловской кремнистой толщи и смятие пакета пластин в пологие складки; 3) блоковые субвертикальные перемещения по разломам северо-восточного простирания; 4) "запечатывание" меланжа верхнедевонскими отложениями; 5) надвиговые деформации послеврхнедевонского возраста.

Восточная граница зоны ГУРа перекрыта верхнедевонскими отложениями Присакмарской синклинали, под которыми офиолитовый комплекс погружается к востоку под островодужные образования баймак-бурибаевской свиты. Об этом косвенно свидетельствуют данные расчетного гравиметрического профиля Бурибай-Подольский (А.А. Цветкова, 1980 г.), согласно которому тяжелые массы с плотностью 2.95, соответствую-

щие ультрабазитам, погружаются на восток под углом около  $30^\circ$ . Данные сейсморазведки имеются по материалам сейсмопрофилей МНРП, пересекающих зону ГУРа в 33–50 км севернее профиля III–III', в пределах Баймакского рудного района (рис. 9).

Область сочленения метаморфических сланцев с офиолитовыми и островодужными комплексами по сейсмическому профилю 115 (Б.А. Киселев, 1987 г.), пройденному в 50 км севернее профиля Ивановка-Бурибай, имеет следующее строение. Урал-Тауская зона представляет собой антиформную структуру с сорванным восточным крылом. Зона ГУРа до глубины 12 км выглядит как крутопадающая тектоническая пластина мощностью около 10 км, имеющая общее полого-чешуйчатое строение: на глубинах 1–4 км структурные элементы моноклинально падают на восток, а глубже образуют пологую синформу. Контакт с метаморфитами Урал-Тауской зоны проходит по серии кулисообразно расположенных трещин, падающих к востоку под углами  $70$ – $80^\circ$ . Восточное ограничение зоны ГУРа (Бурибайский разлом) прослеживается под зилаирскими отложениями, падая к востоку под углами от  $60^\circ$  до  $40^\circ$ . Верхнефранские отложения в центре Присакмарской синклинали нарушены клиновидным выступом офиолитового комплекса, соответствующим по положению Переволчанской антиформе района профиля Ивановка-Бурибай.

Анализ сейсмических разрезов показывает: 1) неглубокое залегание офиолитовых комплексов в зоне ГУРа (до 7–9 км), образующих синформу, осложненную в центре поднятием; 2) сочетание в зоне ГУРа тектонических элементов полого восточного (преобладают), крутого западного и крутого восточного падения. Судя по соотношениям отражающих площадок (не слишком ясным), эти нарушения формировались в указанном порядке.

Бурибайский разлом представлен в современной структуре взбросом восточного падения, пересекающим все отложения, включая верхнедевонские, что установлено бурением в районе Бурибайского месторождения (рис. 7, Б) и на других участках. Вместе с тем в зоне разлома присутствуют и более ранние структурные элементы западного падения, образующие субмеридиональную зону, косо срезаемую Бурибайским взбросом. В истории его формирования устанавливается следующая последовательность событий: 1) образование зоны близмеридионального простирания западного ( $60$ – $65^\circ$ ) падения, предположительно сбросового типа; 2) образование протяженного (около 130 км) Бурибайского взброса в начале крутого западного, а затем, после внедрения габброидов ( $C_1?$ ), восточного падения (вблизи поверхности  $\angle 75$ – $80^\circ$ ).

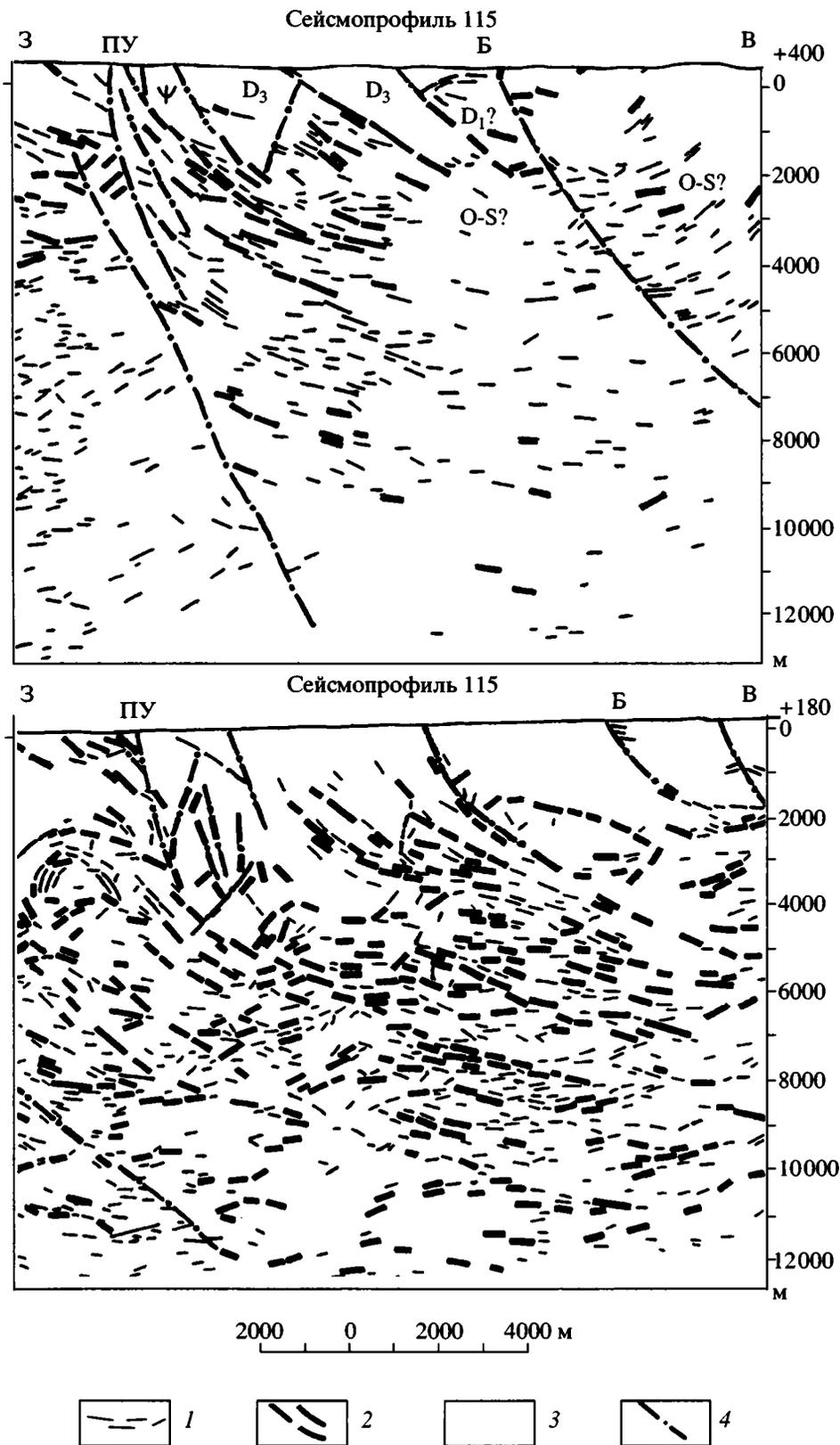


Рис. 9. Глубинные разрезы МРНП по сейсмопрофилям 115 и 116 (Б.А. Киселев, 1987 г.)

1, 2 – элементы отражающих границ, соответствующие: 1 – интенсивным отраженным волнам, 2 – многократно прослеженным отраженным волнам; 3 – элементы интерпретации геологической структуры (выполнена И.Б. Серавкиным); 4 – разломы

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ И ВЫВОДЫ

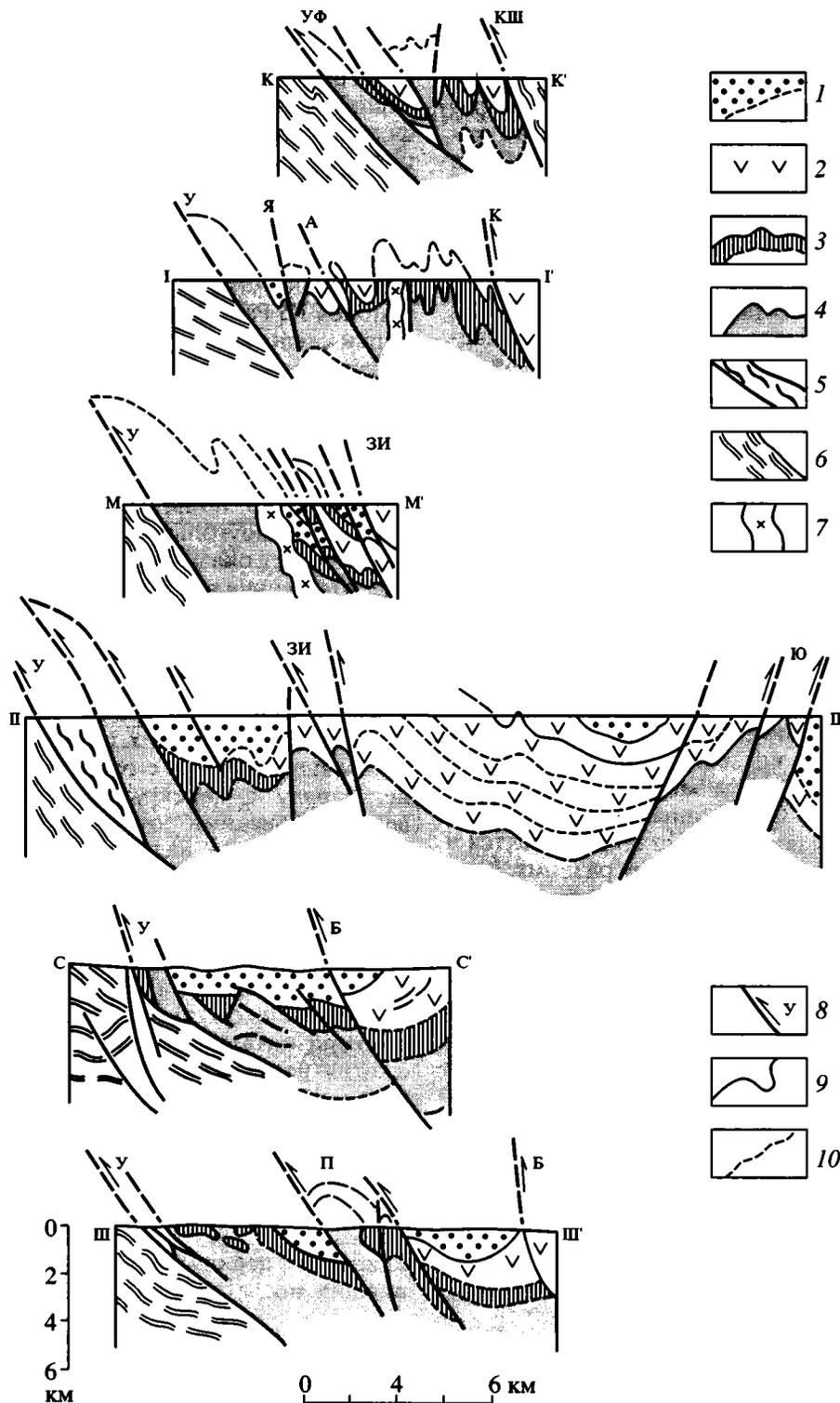
Общее строение пакета офиолитовых пластин, которыми, главным образом, сложена зона ГУРа, можно видеть на обобщенных геологических разрезах (рис. 10). Офиолитовый комплекс в близповерхностной зоне смят в складки и нарушен крутыми надвигами и взбросами. Почти на всем протяжении южноуральского отрезка ГУРа прослеживаются сопряженные синформа и антиформа, восточнее которых офиолитовые пластины погружаются под вулканогенные комплексы. Об этом свидетельствуют: неглубокое залегание и сплошное распространение меланократового основания в северном замыкании Магнитогорского мегасинклиория, подъем пакета офиолитовых пластин в Узункырской (Юлдашевской) структуре, выход полосчатого габбро-гипербазитового комплекса на поверхность эрозионного среза в центре северного замыкания Магнитогорской мегасинформы. Среди тектонических пластин и чешуй выделяются: 1) сложенные только офиолитовыми комплексами; 2) образованные, наряду с офиолитами, островодужными вулканогенными ( $D_{1-2}$ ) и осадочными ( $D_3-C_1$ ) формациями. Тектонические пластины первого типа образованы на субдукционной стадии, а пластины второго типа – на коллизионной.

Характерные черты тектоники зоны ГУРа заключаются в явно выраженной западной вергентности складчатых и разрывных элементов структуры и в сохранности стратиграфической последовательности отложений (рис. 10). Такой стиль тектоники не позволяет согласиться с выводами Ю.В. Казанцева и его соавторов [23], представляющих структуру Магнитогорского синклиория, в том числе и зоны ГУРа, в виде вложенных одна в другую синформ (“стопка тарелок”). Пологоскладчатое строение офиолитовых пластин зоны ГУРа нарушено многочисленными запрокинутыми складками, взбросами и надвигами, амплитуды которых не превышают первые километры. Вероятно, более значительные перемещения происходили по Уралтаускому разлому, где на метаморфические породы зоны Урал-Тау надвинуты ультрабазиты меланократового основания океанической коры, а более высокие части разреза, как правило, отсутствуют.

Наиболее сложной структурой зона ГУРа обладает на Миндякском рудном поле. Здесь пакет тектонических пластин лишен правильной стратиграфической последовательности, что связано с образованием многочисленных чешуй в зоне Западно-Ирендыкского разлома и многократным повторением надвиговых перемещений, о чем свидетельствует присутствие силурийской и каменноугольной олистостром.

Выяснение истории формирования Главного Уральского разлома представляет сложную проблему, поскольку современная его структура в значительной мере отражает наиболее поздние движения. М.А. Камалетдинов [24], С.В. Руженцев [50], В.Г. Кориневский [28], С.Г. Самыгин [56] считают, что процессы горизонтального сжатия на Урале происходили неоднократно. В частности, для Сакмарской зоны С.В. Руженцевым установлено, что средне- и позднедевонские отложения “запечатывают” пакеты более древних деформированных пластин. Позднее И.Б. Серавкин пришел к аналогичной точке зрения [63]. В.Г. Кориневский придает особое значение раннедевонскому этапу сжатия, полагая, что он привел к глубокому размыву додевонских толщ, в том числе и гипербазитов. Важными доказательствами раннедевонских тектонических движений являются шандинская олистострома [28] и ее аналог – акчуринская олистостромовая толща [63]. В противоположность точке зрения о неоднократности проявлений горизонтального сжатия, С.Н. Иванов и его соавторы считают, что интенсивные деформации и шарьирование происходили лишь в послевонское время [22]. В строении ГУРа на Южном Урале, несомненно, преобладают структурные элементы покровно-надвигового типа, перекрывшие и “затушевавшие” более ранние дислокации. Наиболее поздние элементы сдвиговой тектоники являются малоамплитудными, и их распознавание требует специальных структурных исследований. Вместе с тем выделение и изучение сдвиговых нарушений весьма важно, прежде всего, в практическом отношении, так как они контролируют размещение золоторудных месторождений [18, 61, 75]. Наиболее ранние элементы структуры ГУРа, особенно связанные с рифтогенной стадией развития Урала, предполагаемой в основном по данным анализа состава вулканогенных формаций [63], во многом остаются гипотетическими. Более определенно намечается стадийность формирования зоны ГУРа на субдукционной стадии его развития, главным образом, благодаря фактам перекрытия серпентинитового меланжа разновозрастными отложениями и присутствию олистостромовых горизонтов, как в зоне ГУРа, так и в Сакмарской и Магнитогорской зонах. Таким образом, наши данные подтверждают точку зрения о неоднократном возобновлении движений, сформировавших структуру Главного Уральского разлома. С учетом работ [20, 32, 52, 63], нами выделяется три стадии развития структуры ГУРа.

**Рифтогенная стадия ( $E-O_2$ ).** На Южном Урале она зафиксирована фрагментами крутопадающих разломов и субвертикальных контактов метаморфических пород зоны Урал-Тау, установленных по данным сейсморазведки глубже 2–3 км. В поверхностных структурах этой стадии отвеча-



**Рис. 10.** Схематические геологические разрезы через зону ГУРа (составил И.Б. Серавкин): К-К' – карабашский, I-I' – поляковский, М-М' – миндякский, II-II' – асарковский, С-С' – по сейсмопрофилю 115, III-III' – ивановско-бурибайский  
 1 – среднепалеозойские осадочные отложения (D<sub>3</sub>-С); 2 – островодужные комплексы (D<sub>1-2</sub>); 3 – вулканиты офиолитовой ассоциации (O-S); 4 – гипербазиты и ассоциирующиеся с ними габброиды; 5 – осадочные и вулканогенные породы рифтогенной стадии (O<sub>1-2</sub>); 6 – метаморфические породы зоны Урал-Тау и Ильменогорского комплекса; 7 – позднепалеозойские пироксениты и габброиды; 8 – разломы: У – Уралтауский, УФ – Уфалейский, КШ – Кыштымский, К – Краснохтинский, Я – Яльчигуловский, А – Аушкульский, ЗИ – Западно-Ирендыкский, Б – Бурибайский; 9 – контакты разновозрастных комплексов; 10 – предполагаемые контакты, элементы расчлененности и условные структурные линии. Буквами обозначены структуры: Ю – Юлдашевская, П – Переволочанская

ют крутые сбросы, такие как Переволочанский. На Среднем и Северном Урале с рифтогенной стадией связываются крутые контакты массивов габброидов и субвертикальные разломы, разграничивающие блоки с различным строением коры. Свидетельством рифтогенной природы ГУРа на ранней стадии его развития являются также данные о генезисе офиолитовых массивов Южного Урала, указывающие на их формирование в рифтовых зонах [42, 54, 55].

**Субдукционная стадия (O<sub>3</sub>-D<sub>3</sub>).** На Южном Урале она была связана с поглощением океанической коры в палеозоне субдукции восточного падения [19, 22, 47, 58, 60, 63].

Наиболее ранний из известных, позднесилурийско-раннедевонский, импульс субдукционных движений зафиксирован байгускаровским олистостромовым горизонтом. Примечательно, что возраст этих движений ограничивается нижним лудловом, хотя существуют и другие ситуации. Например, перекрытие интенсивно деформированного габбро-гипербазитового полосчатого комплекса пологим контактом ирендыкской свиты (D<sub>1-2</sub>) установлено авторами на Буйдинском участке. Несогласное пологое залегание кремнистых и вулканогенно-обломочных отложений ирендыкской свиты на деформированных, смятых в складки баймак-бурибаевских отложениях (D<sub>1</sub>) выяснено И.Б. Серавкиным в Баймакском районе [59]. К субдукционной стадии относятся и ранние движения по Бурибайскому разлому. Косвенным подтверждением деформаций на границе силура и девона является фрагментарное распространение на Южном Урале осадочных нижнедевонских отложений, представленных кремнисто-терригенными породами, местами биогермными известняками, иногда с полимиктовыми конгломератами в основании [1, 31], а также возраст поздней интрузивной верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского массива (399 ± 2 млн. лет), установленный С.В. Смирновым [66].

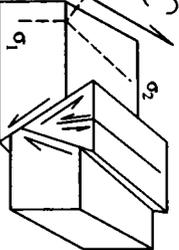
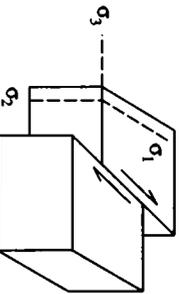
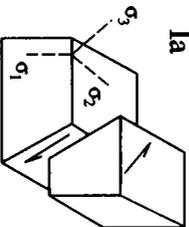
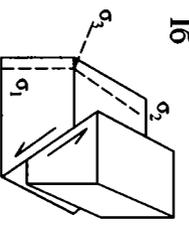
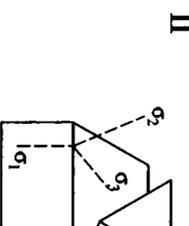
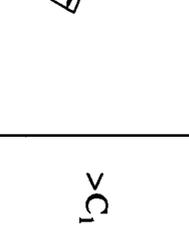
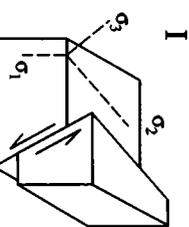
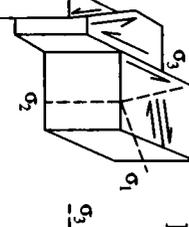
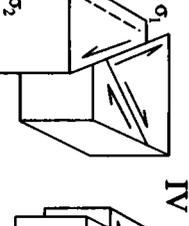
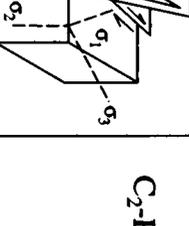
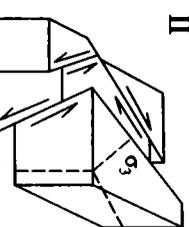
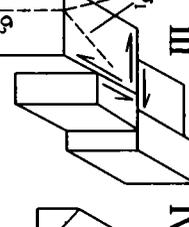
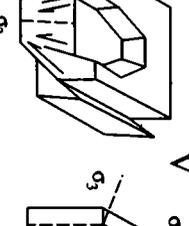
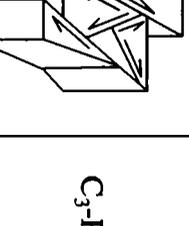
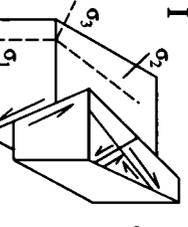
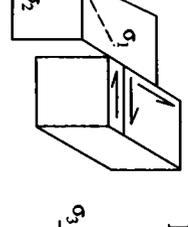
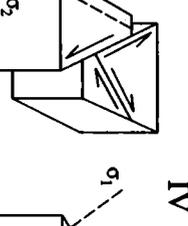
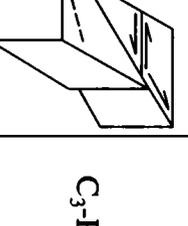
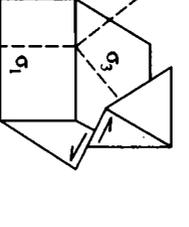
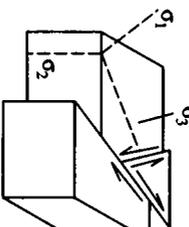
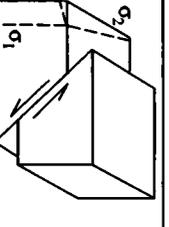
Среднедевонские субдукционные движения и деформации, отмеченные гадилевским олистостромовым горизонтом, изученным В.В. Коптевой [27], подтверждаются также несогласным залеганием ултауской свиты (D<sub>2</sub> zv) на подстилающих

породах. Наиболее значительные поздне-субдукционные движения, зафиксированные франской олистостромой [67], подтверждаются многочисленными фактами перекрытия интенсивно деформированных пород офиолитовой ассоциации полого залегающими позднедевонскими осадочными формациями.

**Коллизионная стадия (C<sub>1</sub>-P).** Она определила современный облик зоны ГУРа. Общей закономерностью структурной эволюции различных районов ГУРа является смена надвиговых деформаций сдвиговыми (рис. 11). Структуры подавляющего большинства детально изученных районов (кроме южного) созданы на коллизионной стадии тектонического развития региона. Время начала интенсивных деформаций горизонтального сжатия (покровообразования) точно определить не удастся. Ясно лишь, что они происходили после раннекаменноугольного времени, т.к. деформированными оказываются нижнекаменноугольные отложения включительно.

Структурная эволюция ГУРа в районе профиля III-III' (ручей Яман-Каса, деревня Абубакирово) относится к субдукционной стадии развития Южного Урала, но характеризуется той же тенденцией смены ранних надвиговых деформаций сдвиговыми. Вместе с тем в том же южном районе, наряду с перекрытием структур меланжа верхнедевонскими отложениями, установлены многочисленные надвиги, нарушающие верхнедевонские отложения. Таким образом, закономерная смена надвиговых деформаций сдвиговыми происходила циклично, по крайней мере, на двух стадиях структурной эволюции (субдукционной и коллизионной), а, возможно, и чаще, что было связано с пульсирующим развитием процессов горизонтального сжатия. В каждом импульсе сжатия напряженное состояние вещества менялось и проходило через 3 основных этапа: 1) пластических деформаций, с которыми было связано образование шарьяжей, тектонических покровов, складок и зон меланжа, осуществлявшихся при широком проявлении течения вещества, главным образом, в некомпетентных серпентинитах; 2) хрупких деформаций надвигового типа, наступивших после достижения консолидации струк-

**Рис. 11.** Эволюция разрывных деформаций в различных районах ГУРа на Южном Урале. Составил И.Б. Серавкин по данным С.Е. Знаменского (модели везде ориентированы как показано для I стадии Карабаша). Геологическое содержание стадий деформаций: Карабаш: I – предрудная надвиговая, формирования серпентинитового диапира, II-IV – сдвиговые: II – образования родингитовых жил, III – образования золотоносных родингитовых прожилков, IV – пострудная; профиль I-I': Ia – ранняя, сдвигово-надвиговая, в районе контакта с метаморфитами зоны Урал-Тау, Ib – ранняя, надвиговая, в Поляковской антиформе, II – поздняя, надвиговая, в районе контакта с метаморфитами зоны Урал-Тау и в Поляковской антиформе; Малокаранско-Александровская площадь: I – надвиговая, предрудная, II – сдвиговая, образования магматического дуплекса, ранняя рудная, III – сдвиговая, основная рудная (образования золотоносных альбититов), IV – послерудных сдвигов; Миндякское рудное поле: II – сдвигово-надвиговая в секторе сжатия, III – сдвиговая, IV – реактивации и формирования сбросов в конусе сжатия, V – сдвиговая рудная; профиль II-II': I – надвиговая, II-IV – сдвиговые, при разной ориентировке оси сжатия; профиль III-III': I-II – надвиговые, III – сдвиговая; разрез по реке Ташле: I – надвиговая

Районы	Стадии и динамические типы разрывных деформаций	Возраст
Карабаш (Золотая гора)	<p>I </p> <p>II-IV </p>	>D <sub>3</sub>
Профиль I-I' (поляковский)	<p>Ia </p> <p>Iб </p> <p>II </p> <p>IV </p>	>C <sub>1</sub>
Малокаранско- Александров- ская площадь	<p>I </p> <p>II </p> <p>III </p> <p>IV </p>	C <sub>2</sub> -P
Миндякское рудное поле	<p>II </p> <p>III </p> <p>IV </p> <p>V </p>	C <sub>3</sub> -P
Профиль П-П' (аскаровский) [19]	<p>I </p> <p>II </p> <p>III </p> <p>IV </p>	C <sub>3</sub> -P
Профиль Ш-Ш' (ивановский руч. Яман-Каса д. Абубакирово)	<p>I-II </p> <p>III </p>	S-D <sub>2</sub>
Разрез по р. Ташле	<p>I </p>	>D <sub>3</sub>

тур первого этапа; 3) хрупких деформаций сдвигового типа, осуществлявшихся после консолидации надвиговых структур.

В целом, результаты наших наблюдений и анализ ранее проведенных работ показывают, что Главный Уральский разлом – это протяженный долгоживущий тектонический шов, сочетающий в своем строении разновозрастные и различно ориентированные тектонические элементы. Главными среди них являются глубинная крутопадающая зона разграничения кор разного типа и офиолитовая сутура, в которой выведены на поверхность палеозойские океанические и островодужные комплексы. Такое сочетание возникло закономерно в связи со сближением пассивного края континента с субдукционной зоной и последующей обдукцией океанической коры по той же зоне.

На XXXIII Тектоническом совещании возникла дискуссия по поводу интерпретации глубинных разломов в их старом [37] и современном понимании [30]. Изложенный выше материал, с одной стороны, подтверждает точку зрения С.А. Куренкова и его соавторов на глубинные разломы как “глобальные структуры корово-мантийного заложения, представляющие собой совокупность нескольких региональных шарьяжей...” [30, стр. 278], с другой стороны, на примере ГУРа показывает сочетание в их строении шарьяжно-надвиговых элементов структуры с глубинными субвертикальными разломами, контролировавшими базальтоидный и гранитоидный магматизм, ультрабазитовый диапиризм и служившими границами блоков с различным строением коры. В этом смысле современное понимание глубинных разломов как сутурных зон не отрицает, а лишь дополняет их старую интерпретацию.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы MinUrals № ICA-2-СТ-2000-10011 и проекта РФФИ № 02-05-64503.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: изд. УНЦ РАН, 1998. 156 с.
2. *Берлянд Н.Г.* Карта глубинного строения земной коры Урала. Масштаб 1 : 1000000. Объяснительная записка. С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1993. 120 с.
3. *Бучковский Э.С.* Основные черты сульфидной рудоносности ультраосновных массивов восточного склона Южного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 2. М.: Гостеолтехиздат, 1960. С. 94–105.
4. *Варлаков А.С.* Гипербазиты зоны Главного Уральского разлома // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1984. С. 71–77.
5. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
6. *Гиниятуллин А.С.* Олистостромы Вознесенско-Присакмарской зоны Южного Урала // ДАН СССР, 1983. Т. 268. № 3. С. 659–662.
7. *Гиниятуллин А.С.* Гелогическое строение Вознесенско-Присакмарской зоны Южного Урала // Шарьяжи Урала и связь с ними полезных ископаемых. Уфа: изд. БФАН СССР, 1984. С. 39–41.
8. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
9. *Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д.* Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976. 157 с.
10. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 230 с.
11. *Ефимов А.А.* Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. № 3. 1999. С. 31–39.
12. *Заварицкий А.Н.* Некоторые основные вопросы геологии Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3. С. 36–111.
13. *Захаров А.А.* Разрывные структуры Ивановского сульфидного медно-кобальтового месторождения на Южном Урале // Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа: изд. БФАН СССР, 1975. С. 21–33.
14. *Захаров А.А.* Геология и условия образования Ивановского медно-кобальтового месторождения на Южном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Свердловск: изд. Горный институт, 1977. 24 с.
15. *Захарова А.А.* Петрографический состав и метаморфизм горных пород из силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклинория: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1971. 33 с.
16. *Захарова А.А., Захаров А.А.* О генезисе сульфидных медно-кобальтовых месторождений в Бурбайском рудном районе и перспективы их обнаружения // Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования. Уфа: изд. БФАН СССР, 1970. Ч. 2. С. 18–22.
17. *Знаменский С.Е., Даниленко С.А., Косарев А.М.* Предварительные результаты тектонофизических исследований в зоне профиля “Урсейс-95” (Ю. Урал) // Ежегодник-1995. Информационные материалы. Уфа: изд. ИГ УНЦ РАН, 1996. С. 116–121.
18. *Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Косарев А.М. и др.* Разломы Малокаранско-Александровского золотоносного участка (Ю. Урал) // Ежегодник-1997. Уфа: изд. ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 143–146.
19. *Иванов К.С.* Главный Уральский глубинный разлом как палеозона субдукции Заварицкого-Беньофа: тектоника и петрогенезис важнейших породных комплексов // Проблемы петрогенезиса и ру-

- дообразования. Екатеринбург: изд. УрО РАН, 1998. С. 75–78.
20. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук в форме научного доклада. Екатеринбург: изд. УрО РАН, 1998. 252 с.
  21. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Урал. унта, 1997. 488 с.
  22. *Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
  23. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. и др.* Структурная геология Магнитогорского синклиория Южного Урала. М.: Наука, 1992. 183 с.
  24. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
  25. *Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т.* Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 166 с.
  26. *Кейльман Г.А., Соколов В.Б., Назаров В.Н. и др.* О глубинном строении восточного склона Среднего Урала // Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. С. 58–62.
  27. *Коптева В.В.* Осадочно-тектонические брекчии “гадилевской толщи” (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые. № 1. 1981. С. 55–68.
  28. *Кориневский В.Г.* Геологическая история палеоокеанических бассейнов Южного Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук, М.: Изд-во ГИН РАН, 1989. 47 с.
  29. *Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Парначев В.П. и др.* Офиолиты Южного Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1985. 80 с.
  30. *Куренков С.А., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е. и др.* Тектонотипы глубинных разломов – современная геодинамическая интерпретация // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: Геос, 2000. С. 274–279.
  31. *Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др.* Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: изд. УФНЦ РАН, 1993. 216 с.
  32. *Нечеухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н., Соколов В.Б.* Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.
  33. *Нечеухин В.М., Соколов В.Б., Таврин И.Ф.* Строение и положение в структуре земной коры Урала гипербазитовых и гипербазит-габбровых комплексов // Генезис оруденения в базитах и ультрабазитах. Свердловск: изд. УНЦ РАН СССР, 1979. С. 110–122.
  34. *Николаев П.Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкции полей напряжений // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103–115.
  35. *Огаринов И.С.* Строение и районирование земной коры Южного Урала. М.: Наука, 1973. 86 с.
  36. *Огаринов И.С., Юнусов Н.К., Арсланбеков Л.Б. и др.* Кристаллический фундамент востока Русской плиты и Южного Урала. Уфа: изд. БФАН СССР, 1989. 64 с.
  37. *Пейве А.В.* Главнейшие типы глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 90–105.
  38. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
  39. *Пейве А.В.* Офиолиты и земная кора // Природа. 1974. № 2. С. 18–25.
  40. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М. и др.* Тектоника Урала: Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1 : 1000000. М.: Наука, 1977. 120 с.
  41. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
  42. *Перцев А.Н., Савельева Г.Н.* Расслоенная дунит-пироксенитовая серия в офиолитах массива Нурали, Южный Урал // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 541–551.
  43. *Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. №1. С. 25–37.
  44. *Плюснин К.П.* Методика изучения тектонических структур складчатых поясов. Пермь: изд. ПГУ, 1971. 217 с.
  45. *Прокин В.А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1979. 176 с.
  46. *Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
  47. *Пучков В.Н.* Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42–61.
  48. *Ракчеев А.Д.* Геология и структура Карабашских колчеданных месторождений на Урале // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 52 (4), 1977. С. 20–37.
  49. *Романов В.А.* Главнейшие разрывные нарушения Магнитогорского мегасинклиория // Шарьяжи Урала и связь с ними полезных ископаемых. Уфа: изд. БФАН СССР, 1980. С. 61–70.
  50. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 169 с.
  51. *Руженцев С.В.* Тектоническая структура Полярного Урала // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 7–21.
  52. *Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л. и др.* Строение и фазы деформации северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38–50.
  53. *Савельев А.А., Самыгин С.Г.* Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.
  54. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 244 с.
  55. *Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А. и др.* Офиолиты зон сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента //

- Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 93–117.
56. *Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29–63.
  57. *Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И., Дегтярев К.Е.* Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения Магнитогорских и Тагильских комплексов // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 73–92.
  58. *Серавкин И.Б.* Некоторые геологические и геохимические аспекты образования колчеданных месторождений Южного Урала // Тез. докл. VIII Всесоюз. металлург. совещ. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1976. С. 78–80.
  59. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
  60. *Серавкин И.Б.* Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–47.
  61. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. и др.* Вулканогенная металлогения Южного Урала. М.: Наука, 1994. 160 с.
  62. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Структурная эволюция Южного Урала на поздне-коллизийном этапе его развития // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 177–179.
  63. *Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов и др.* Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
  64. *Серавкин И.Б., Цветкова А.А.* Строение Магнитогорского мегасинклиория в свете палеовулканологических реконструкций в геофизических данных // Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа: изд. БФАН СССР, 1982. С. 19–32.
  65. *Серавкин И.Б., Цветкова А.А.* Типы колчеданосных районов Магнитогорского мегасинклиория в связи с его глубинным строением // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 157–172.
  66. *Смирнов С.В.* Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского массива ультрабазитов и связанное с ней оруденение платиноидов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Екатеринбург: изд. ИГиГ УрО РАН, 1995. 18 с.
  67. *Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л.* Верхнеуральская олистострома на восточном склоне Южного Урала // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 6. С. 1434–1437.
  68. *Соколов В.Б.* Строение и тектоническая позиция Серовско-Мауского пояса серпентинитов (по результатам сейсмических исследований) // Геотектоника. 1988. № 11. С. 50–58.
  69. *Хатьянов Ф.И.* Расчленение Уральской складчатой области на платформенную и геосинклинальную зоны в свете геофизических данных // ДАН СССР. 1963. Т. 150. № 5. С. 1116–1119.
  70. *Хрычев Б.А., Вакулин И.С., Толманов В.Н.* Результаты обобщения по профилю Темир-Тау-Куйбышев // Материалы II Всесоюзного совещания по изучению земной коры и мантии методами сейсмологии взрывов. Алма-Ата: 1973. С. 160–169.
  71. *Штрейс Н.А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М.: АН СССР, 1951. 380 с.
  72. *Яковенко В.Д., Белгородский Е.А.* Карабашский рудный район // Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения. Свердловск: 1985. С. 209–214.
  73. *Berzin R., Oncken O., Knapp J.H. et al.* Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated experiment // Science. V. 274. 1996. P. 20–222.
  74. *Echtle H.P., Stiller M., Steinhoff F. et al.* Preserved Collisional Crustal Structure of the Southern Urals Revealed by Vibroseis Profiling // Science. V. 274. 1996. P. 224–225.
  75. *Znamensky S., Seravkin I., Kosarev A. et al.* The Structural evolution and mineralization of the Zolotaya Gora Deposit (South Ural) // European Journal of Mineralogy. V. 9. № 1. 1997. P. 405.

Рецензенты: А.С. Перфильев, С.А. Куренков

## The Main Ural Fault in the South Urals: Structure and the Main Evolution Phases

I. B. Seravkin, S. E. Znamenskii, and A. M. Kosarev

*Institute of Geology, Ural Scientific Center, Russian Academy of Sciences,  
ul. Karla Marksa 16/12, Ufa, 450025 Bashkortostan, Russia*

**Abstract**—Structural modeling based on three basic transects and a number of comprehensively studied segments of the Main Ural fault was performed. The South Ural segment of the fault is characterized by a pronounced westward vergence of folds and thrusts combined with high-angle faults in deeper sections, unbroken stratigraphic sequences within the structure as a whole and within constituent thrust sheets and slices, and a generally shallow-dipping imbricate folded pattern of the ophiolitic slice system arranged into a synform combined with an antiform. Main Ural fault evolution consists of rifting (E–O<sub>2</sub>), subduction (O<sub>3</sub>–D<sub>3</sub>), and collision (C<sub>1</sub>–P) phases. The most remarkable tendency in the structural evolution of the Main Ural fault, established from the systematic analysis of ancient stress fields along the whole length of this fault, is the transition from thrusting to wrenching along it. The Main Ural fault is a long-lived suture, which consists of a deep-seated high-angle fault zone separating different crustal blocks combined with an ophiolitic suture. This combination arose naturally after the convergence of a passive continental margin with a subduction zone and the subsequent oceanic crust obduction.

УДК 551.242.31(574.5)

## ПОСТСИЛУРИЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

© 2003 г. Л. И. Скринник

ТОО Казахский институт минерального сырья, Казахстан, Алматы, 480013, просп. Байтурсынова, 140  
Поступила в редакцию 14.05.2001 г.

В течение второй половины палеозоя описываемая территория представляла активную окраину Казахского континента, обращенную к Джунгаро-Балхашскому морскому бассейну, латеральные формационные ряды которого позволяют сделать вывод об его окраинном (задуговом) характере. От Иртыш-Зайсанского бассейна системы Палеоазиатского океана он отделен девонской Чингиз-Тарбагатайской островной вулканической дугой и каменноугольной – Жарма-Саурской. В изученной автором южной половине Джунгаро-Балхашского бассейна хорошо выражены фациальные комплексы континентального склона и его подножья, авулканической фронтальной террасы и междугового грабена. Регрессивные временные и латеральные ряды отложений свидетельствуют о постепенном обмелении морского бассейна. Вдоль его южной (здесь и далее в современной ориентировке) континентальной окраины в девонском, каменноугольном и первой половине пермского периода формировались краевые вулканические пояса. Петрохимическая зональность вулканитов южной окраины говорит о погружении зоны субдукции со стороны бассейна под Казахский континент.

В тылу краевого девонского вулканического пояса (на Чуйской возвышенности и в Северном Тянь-Шане) размещалось обширное поднятие, пересеченное цепочкой грабенов с красноцветными молассами и субщелочными базальтами. В начале каменноугольного периода в тыловую часть вулканического пояса с запада трансгрессировал эпиконтинентальный Центрально-Казахстанский бассейн. От Туркестанского палеоокеана в этой части он был отделен внутриконтинентальным поднятием, в середине каменноугольного периода осолонился, а затем заполнился пестроцветными отложениями.

Окраинный Джунгаро-Балхашский бассейн в течение пермского периода мигрировал к юго-востоку на территорию Западного Китая, и описываемый регион превратился в сушу. Вулканизм Юго-Восточного Казахстана приобрел черты внутриконтинентального, а к середине триаса прекратился.

Следствием тектонических движений позднего палеозоя явились складчатые и разрывные деформации, угловые несогласия и поверхности размыва при сохранении общего структурного плана. Кайнозойская Индо-Евразийская коллизия обусловила более интенсивные складчатые и шарьяжные деформации геомасс Южного и Юго-Восточного Казахстана, их перемещения вдоль сдвигов диагональной ориентировки и сформировала современный подковообразный структурный рисунок. Реконструкция исходного положения главных фациальных зон свидетельствует об изначально более прямолинейных очертаниях юго-восточного края Казахского континента.

Важнейшим фактором формирования континентальной коры Казахстана являлось ее приращение за счет активных окраин, сопровождавшееся их миграцией в сторону Палеоазиатского океана. Этот процесс неоднократно описан во многих работах, посвященных вулканизму и геодинамике палеозоя [1, 2, 15–17, 34 и др.].

Приведенные ниже материалы характеризуют в этом плане Юго-Восточный Казахстан, охватывающий Чуйское и Чу-Илийское поднятия, Южно-Прибалхашскую впадину, Джунгарский Алатау и северные хребты Тянь-Шаня (рис. 1). В его пределах расположены южные (в современной ориентировке) ветви девонского, каменноугольного и пермского вулканических поясов, принадлежащие единой с центральноказахстанскими

полихронной системе континентальных окраин Джунгаро-Балхашского бассейна (части Палеоазиатского океана). Цель статьи – показать их фациальную и структурную связь с этим бассейном и ее отсутствие с Туркестанским палеоокеаном, к которому они обращены своими тыловыми частями, отделяясь от него протяженными внутриконтинентальными структурами.

Субпараллельное Туркестанскому бассейну расположение вулканических зон Юго-Восточного Казахстана, как и подковообразные очертания его палеозойских структур, большей частью обусловлены их кайнозойской деформацией и значительными латеральными перемещениями в связи с Индо-Евразийской коллизией.

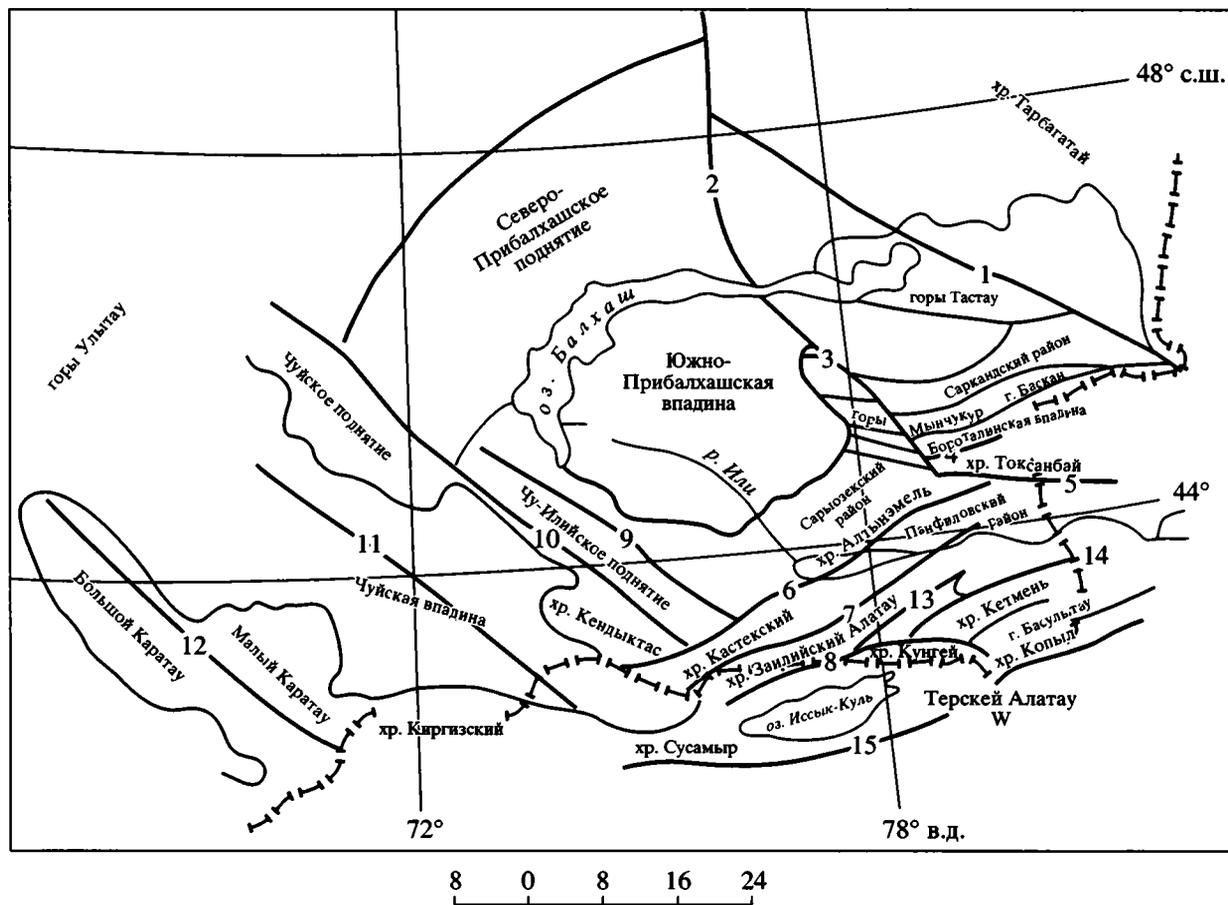


Рис. 1. Орографическая схема Юго-Восточного Казахстана

Цифры на схеме – главные разломы: 1 – Алаколь-Джунгарский, 2 – Центрально-Казахстанский, 3 – Солдатсайский, 4 – Бороталинский, 5 – Южно-Джунгарский, 6 – Алтынземельский, 7 – Зайлиский, 8 – Кунгейский, 9 – Копинский, 10 – Жалаир-Найманский, 11 – Чу-Сарысуйский, 12 – Каратауский, 13 – Сюгатинский, 14 – Кетменский, 15 – Линия Николаева

## СТРУКТУРЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

### Девонские

В начале девонского периода на территории Юго-Восточного Казахстана располагались южная часть окраинного Джунгаро-Балхашского морского бассейна и прилегающая к нему с юга и запада (в современной ориентировке) активная окраина Казахского континента (рис. 2).

**Джунгаро-Балхашский бассейн.** Его структурно-вещественные комплексы представлены кремнисто-глинистыми, туффито-терригенными, флишевыми и молассовыми отложениями преимущественно девонского и каменноугольного возраста, и многими исследователями этот бассейн относился к миогеосинклинальному типу [9, 10 и др.]. Как уже упоминалось выше, от сопредельного с востока Иртыш-Зайсанского бассейна его отделяла Чингиз-Тарбагатайская островная дуга, фрон-

тально обращенная и мигрировавшая в течение девона к северо-востоку [17, 38]. По-видимому, к Джунгаро-Балхашскому бассейну была обращена ее тыловая часть. От Туркестанского и Уральского палеокеанов Джунгаро-Балхашский бассейн был отделен обширными территориями Казахского континента.

Внутренние зоны бассейна доступны наблюдению в северных отрогах Джунгарского Алатау. К его осевой части (см. рис. 2) приурочены выходы офиолитов вдоль Алаколь-Джунгарского разлома: линзовидные тела дунитов, перидотитов, расслоенных габбро, базальтов, залегающие среди интенсивно смытых кремнистых отложений ордовикского(?) возраста. Более крупные поля офиолитов, судя по геофизическим аномалиям, были на месте современной Южно-Прибалхашской впадины [3]. Вокруг них в девоне располагались участки с кремнисто-глинистым, кремнистым и туфо-турбидитовым осадконакоплением.

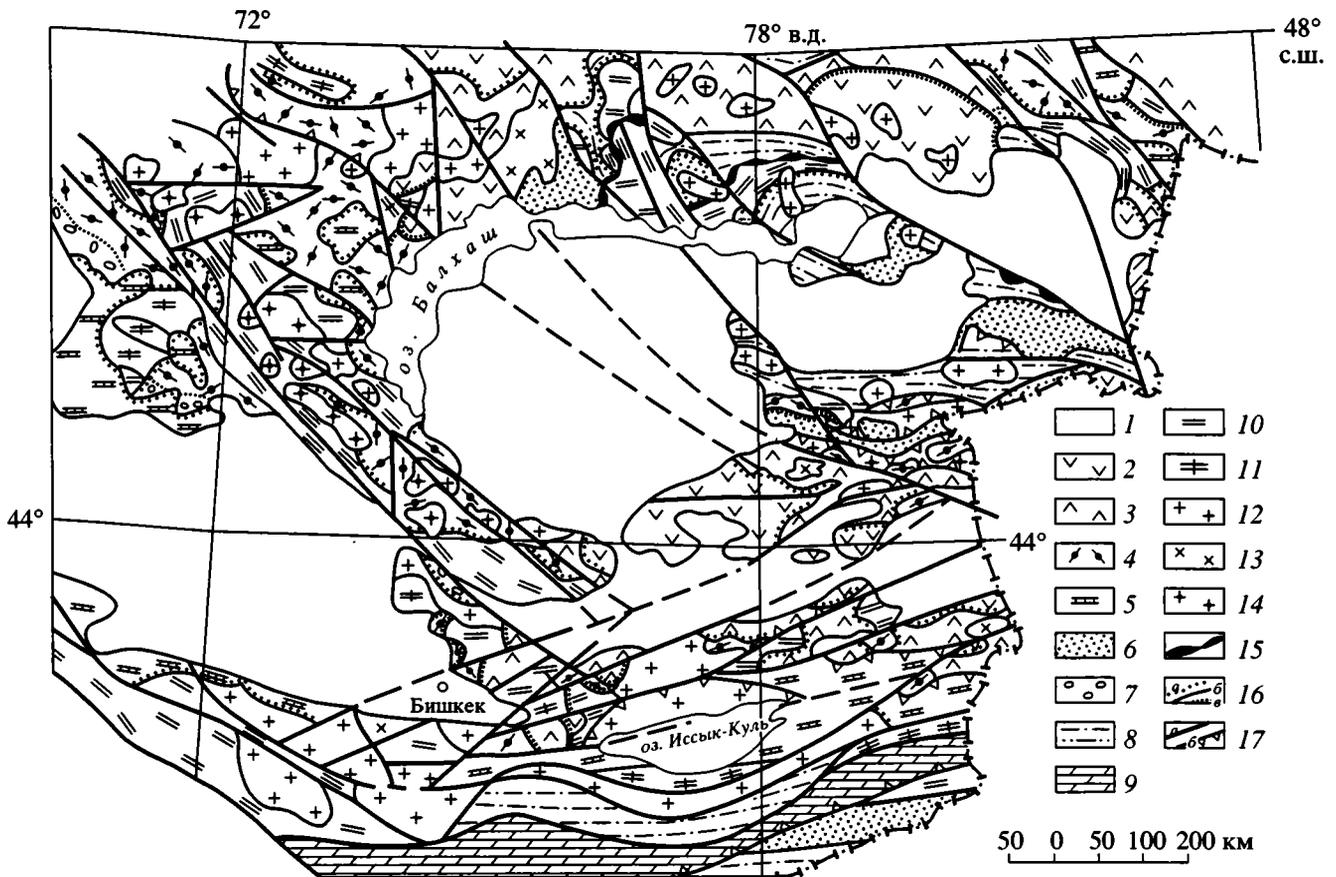


Рис. 2. Схема современного распространения девонских, каменноугольных и пермских отложений Юго-Восточного Казахстана. Составлена автором с использованием [10, 16]

1 – поля развития мезозойско-кайнозойских отложений в пределах описываемого района; 2–4 – вулканиты: 2 – пермские, 3 – каменноугольные, 4 – девонские; 5–9 – преимущественно осадочные комплексы: 5, 6 – каменноугольные и пермские морские: 5 – карбонатно-терригенные, 6 – терригенные; 7, 8 – девонские: 7 – красноцветные терригенные, 8 – морские глинисто-кремнистые, туффито-терригенные и терригенные, 9 – карбонатные; 10 – нижнепалеозойские отложения; 11 – докембрийские образования; 12–14 – интрузивы: 12 – пермские, 13 – каменноугольные, 14 – девонские; 15 – гипербазиты; 16 – границы комплексов: а – стратиграфические, б – интрузивные, в – фашиальные; 17 – разломы: а – крутопадающие, б – надвиги

Наиболее глубоководной является Тастауская зона шириной около 50 км и протяженностью до 250 км. В ее пределах фаунистически охарактеризованные девонские образования представлены различными вариациями кремнистых, глинистых пород и аллохтонных пепловых туффитов [9]. Среди накоплений нижнего отдела девона и эйфельского яруса среднего девона преобладают черные аргиллиты, глинисто-кремнистые породы и алевролиты с прослоями песчаников, базальтов, пепловых андезитовых и дацитовых туфов (1500–2000 м) и единичными горизонтами известняков и гравелитов в верхней части разреза (рис. 3). Появление карбонатных прослоев в эйфельской части толщи говорит о небольшой глубине бассейна (в пределах уровня карбонатной компенсации), а прослой туфов кислого и среднего состава указывают на близость активной окраины.

В живетских кремнисто-глинистых отложениях (1200 м) прослой конгломератов, известняков более часты, присутствуют покровы базальтов, что говорит о более резких тектонических подвижках. Для вышележащих накоплений от франского до низов визейского яруса включительно (около 4000 м) характерны тонко чередующиеся пепловые туффиты, кремнистые алевролиты, аргиллиты, яшмы. Преобладание кремнистых пород и отсутствие в разрезе карбонатных прослоев указывают на более значительную глубину бассейна.

Отложения Тастауской зоны смяты в мелкие складки, часто гравитационные [19], что вместе с присутствием блоков гипербазитов может говорить об их принадлежности к аккреционному комплексу. Возможно тектоническое совмещение различных по глубине формирования частей

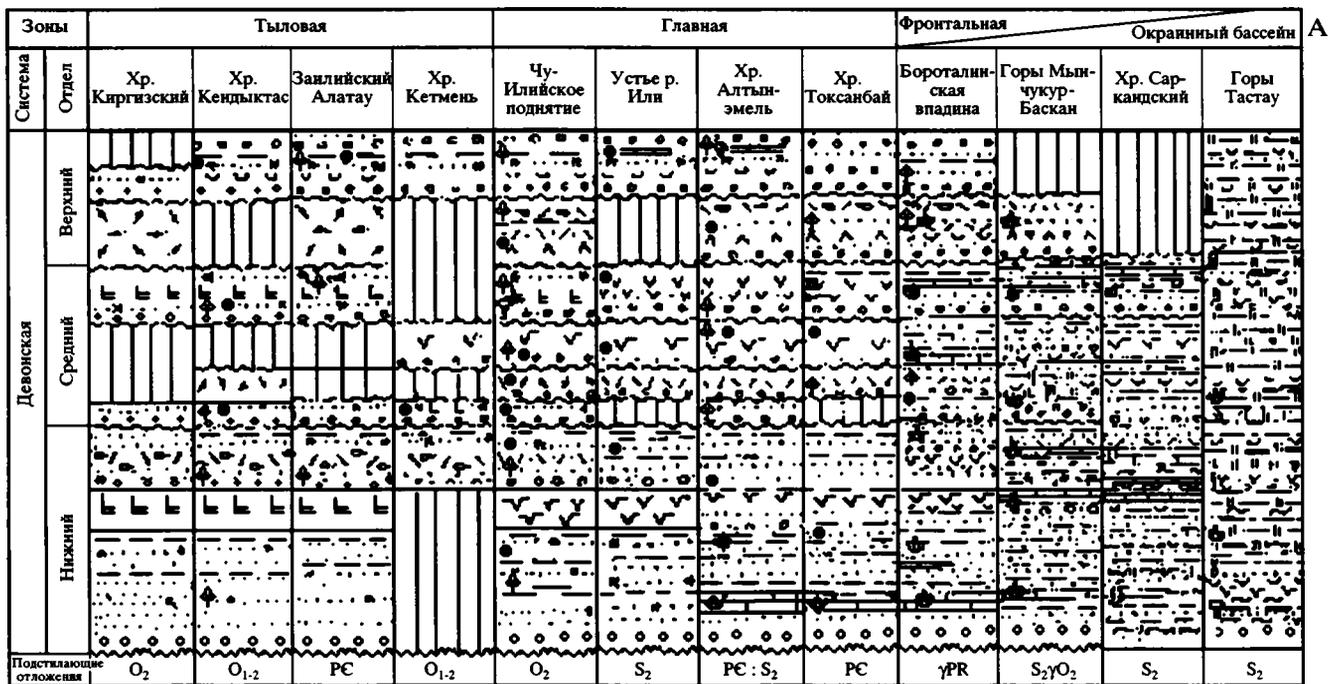


Рис. 3. Начало.

латерального ряда отложений внутренних частей бассейна.

Далее по направлению к югу и юго-западу расположена Саркандская зона преимущественно туфо-турбидитовой нижнедевонско-эйфельской седиментации (см. рис. 3). Основными элементами разреза являются алевролиты, песчаники, аргиллиты. Фации отчетливо выдержанны в широтном направлении. Прослойки органогенных известняков, гравелитов и конгломератов, в том числе вулканомиктовых, фиксирующих начало положительных движений, тяготеют преимущественно к верхней, эйфельской, части толщи мощностью около 2000 м [9, 10]. В южной части зоны градационная слоистость местами нарушена следами оползания и размывов, что характерно для крутых континентальных склонов. Живетские алевролит-песчано-гравелитовые накопления (650 м) построены ритмично, содержат редкие горизонты известняков и конгломератов. Преобладают полимиктовые породы, аркозовые и граувакки им подчинены.

Все девонские отложения смяты в крутошарнирные и изоклинальные складки с преобладающим субвертикальным наклоном крыльев, расланцованы. Современная ширина Саркандской зоны около 40 км.

Еще южнее в девоне располагалась фронтальная терраса с выступами докембрия и мелководными накоплениями (Мынчукур-Басканское поднятие). Здесь лохковский и пражский ярусы пред-

ставлены регрессивным ритмом с преобладанием алевролитов и аргиллитов внизу и песчаников, конгломератов, известняков – в верхней части. Для эмского яруса характерны преимущественно конгломерато-песчаниковые накопления (600–1000 м) растущего поднятия.

Выше по разрезу появляются поверхности размыва и несогласия. Эйфельские туфо-терригенные накопления (110–1100 м) также содержат прослойки кремнистых пород в нижней части разреза и гравелитов, конгломератов – в верхней. Укрупнение кластического материала, резко изменчивая мощность отложений и обилие аркозов говорят о быстром воздымании и размыве гранито-гнейсового фундамента. Эйфельские туфы и туффиты, пепловые, преимущественно риолитового состава, воздушной транспортировки, принесенные с сопредельной территории вулканического пояса, образуют прослойки мощностью от 0.1 до 5 см.

Живетскому ярусу соответствует флишеидная толща аркозовых и полимиктовых песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов, галечных конгломератов (170–800 м). Поставщиком терригенного материала служили подводные выступы докембрия, вблизи которых мощности девонских отложений минимальны [9, 10]. На склоне, обращенном в сторону Саркандской зоны, крупность кластического материала быстро уменьшается и возрастает мощность накоплений, свидетельствуя об углублении бассейна к северу.

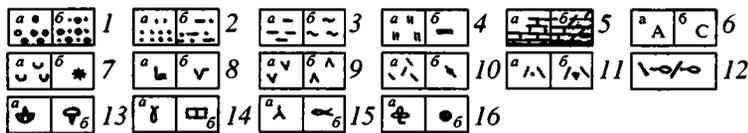
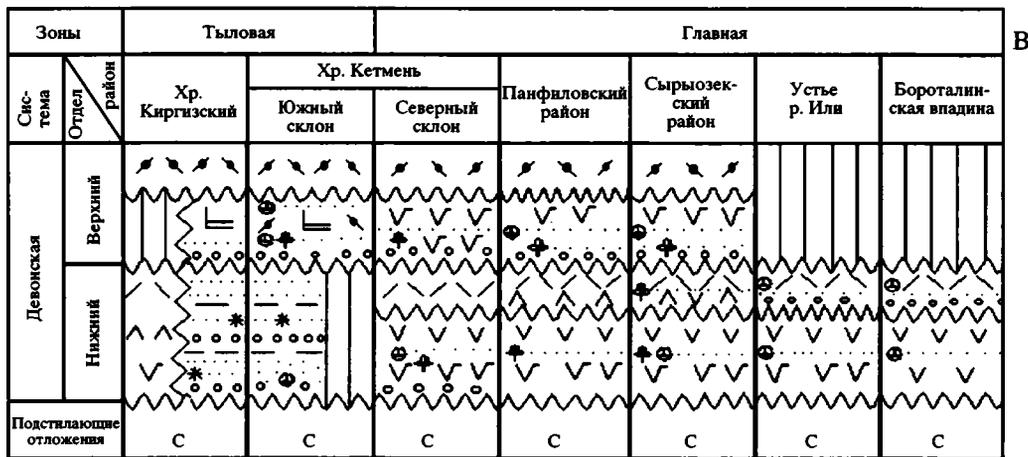
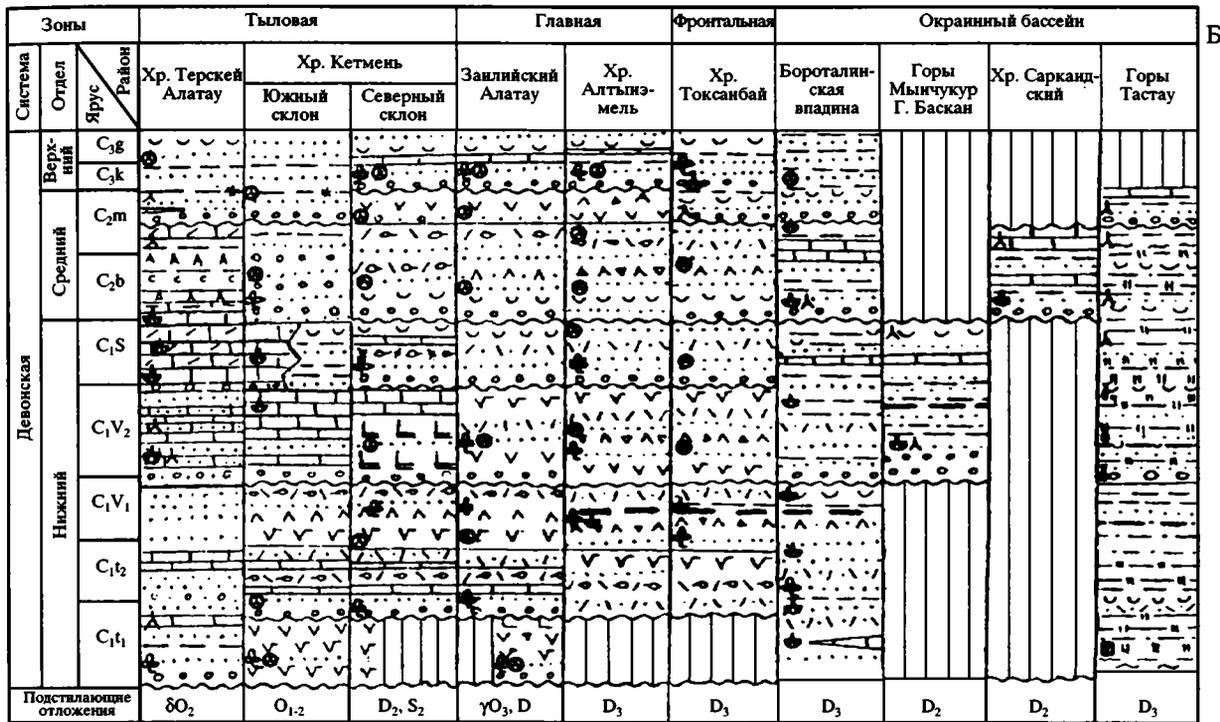


Рис. 3. Корреляционные стратиграфические схемы девонских (А), каменноугольных (Б) и пермских (В) отложений Юго-Восточного Казахстана. Составлены автором с использованием [10]

1 – конгломераты (а), гравелиты (б); 2 – песчаники (а), флиш (б); 3 – алевролиты (а), аргиллиты (б); 4 – кремни, кремнистые породы (а), угли, углистые породы (б); 5 – известняки (а), доломиты (б); 6 – ангидриты (а), соли (б); 7 – туфы (а), красцветы (б); 8 – базальты: субщелочные (а), известково-щелочные (б); 9 – андезиты (а), дациты (б); 10 – риолиты: известково-щелочные (а), субщелочные (б); 11 – туфы: псаммитовые (а), агломератовые (б); 12 – игнимбриты; 13–16 – органические остатки: 13 – брахиопод (а), трилобитов (б); 14 – конодонтов (а), табулят (б); 15 – фораминифер (а), костей рыб (б), 16 – наземной флоры (а), спор и пыльцы (б)

Отложения франского яруса на Мынчукур-Басканском поднятии представлены кремнекислыми лавами и туфами с прослоями вулканомиктовых песчаников, известняков с фауной, конгло-

мератов (870–1200 м). Вулканические аппараты центрального типа и крупные экструзивы трассируют островную вулканическую дугу, возникшую во франском веке на передовой террасе ран-

не-среднедевонского возраста. Современная ширина Мынчукур-Басканского поднятия около 15 км.

К югу от него, в Бороталинском грабене, девонские отложения имеют более значительную мощность, чем на фронтальной террасе. Здесь к лохковскому и пражскому ярусам относятся песчаные органогенные известняки и известковистые, часто аркозовые песчаники, конгломераты (100–1000 м), залегающие на докембрийских гранито-гнейсах.

Эмский ярус представлен песчаниками, алевролитами (300–500 м) с прослоями подушечных андезибазальтовых и базальтовых лав, туфов водной транспортировки и известняков с фауной [31]. Эйфельские и живетские песчано-алевролитовые накопления (350 м) формировались в прибрежных условиях. Характерны выдержанные по простиранию горизонты песчаников с прекрасной окатанностью материала, сочетающиеся с алевролит-песчаниковыми пачками с плохой окатанностью и сортировкой частиц. Наряду с остатками морской фауны эти отложения содержат захоронения наземной флоры.

Франскому и фаменскому ярусам отвечает кремнекислая островная туфо-терригенная толща (300–1000 м) с единичными горизонтами лав, охарактеризованная фауной кораллов и растительными остатками. Вероятно, накопление ее происходило у подножия Мынчукур-Басканской вулканической цепи.

В целом состав девонских накоплений Бороталинского грабена говорит о небольшой глубине их формирования, близости области размыва и вулканического пояса. В его осевой части нередки выходы докембрийских гнейсо-гранитов, поставивших в окружающий бассейн аркозовый и кварц-полевошпатовый материал. Современная его ширина около 10 км.

Девонские отложения Мынчукурского поднятия и Бороталинского грабена смяты в крупные складки субширотного простирания со средними углами наклона крыльев и нарушены надвигами преимущественно южной вергентности.

**Вулканический пояс.** Южнее, в хр. Токсанбай, на Чу-Илийском поднятии, в Юго-Западном Прибалхашье и хребтах Северного Тянь-Шаня в девоне располагалась южная ветвь краевого вулканического пояса. Она включает частично описанную выше фронтальную зону прибрежно-морской вулканоогенной и вулканоогенно-осадочной седиментации, наземную главную зону известково-щелочного вулканизма и южную, тыловую, зону поднятий с преимущественным развитием красноцветных моласс и изолированных грабенов с контрастным вулканизмом (рис. 4).

Для фронтальной части вулканического пояса характерно чередование наземных и морских отложений [30]. Здесь известняки и алевролиты лохковского и пражского ярусов залегают на до-

кембрийских гнейсах и перекрываются преимущественно вулканическими накоплениями среднего девона. Эйфельские отложения представлены антидромным вулканическим рядом. Нижняя толща сложена риолитами и риодацитами (900 м), содержит горизонты лав с перлитовой текстурой, гиалокластитов, алевролитовые и песчаные прослои (см. рис. 3). Выше залегают базальты и андезибазальты, чередующиеся со шлаками и пестроцветными алевролитами (600 м).

Живетский ярус представлен островными андезиитоидными вулканоогенно-осадочными накоплениями (1400 м), содержащими линзы известковистых песчаников и коралловых известняков на одних участках и наземную флору – на других.

Франский возраст имеет наземная толща лав и туфов андезидацитового и дацито-риолитового состава (700 м). Фаменские отложения фронтальной зоны – красноцветные и зеленоцветные конгломерато-песчаниковые (700–1400 м), содержат остатки наземной флоры и трилобитов.

Суммарная мощность девонских отложений прибрежной вулканической цепи достигает 4500 м. Современная ее ширина колеблется в пределах 5–10 км.

Главная вулканическая зона девонского пояса размещалась в южных отрогах Джунгарского Алатау и Чу-Илийском поднятии и в поперечнике превышала 100 км. Ее границы с фронтальной и тыловой зонами преимущественно тектонические. Наиболее ранние вулканические девона в ее пределах представлены андезибазальтами, базальтами и андезитами, ассоциирующимися с красноцветными флористически охарактеризованными алевролитопесчаниковыми накоплениями лохков-эмского возраста [27, 37]. Мощность нижнедевонских отложений от 700 до 2500 м.

Эйфельские и живетские образования аналогичны по составу одновозрастным толщам фронтальной зоны, но накапливались в наземной обстановке. Франские вулканические имеют дацито-риолитовый состав (см. рис. 3, 4). Это полосчатые и массивные лавы, игнимбриты, агломератовые и пепловые туфы с прослоями терригенных пород (600–1500 м). Наиболее четкими рубежами осадконакопления в главной и фронтальной частях пояса являются границы ярусов, выраженные поверхностями размыва, угловыми несогласиями и сменной состава вулканических накоплений.

К юго-западу и югу от главной зоны, на Чуйском, Кендыктасском, юго-западной части Чу-Илийского поднятия, в хребтах Кастекский, Киргизский располагались тыловые грабены с оливковыми лейкобазальтами, трахибазальтами, субщелочными риолитами и наземными молассовыми накоплениями, синхронными вулканическим известково-щелочной серии главной и фронтальной вулканических зон. Эти грабены ограничены

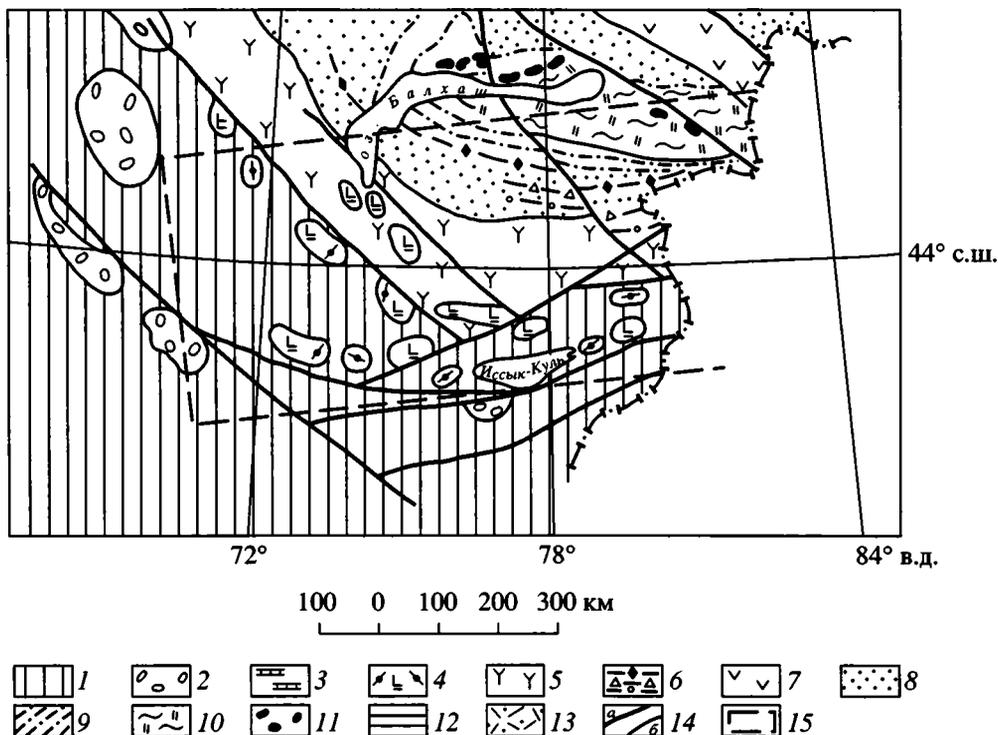


Рис. 4. Реконструкция южного сегмента девонской активной окраины Джунгаро-Балхашского бассейна. Составлена автором с использованием [32, 36]

1–3 – тыловое обрамление краевых вулканических поясов: 1 – поднятия, 2 – наземные молассовые впадины; 3 – эпиконтинентальный карбонатный бассейн; 4–6 – зоны вулканических поясов: 4 – тыловая, 5 – главная, 6 – фронтальная для девона: цепи островных вулканов (сверху вниз): франкская, эмская, живетская; 7 – Чингиз-Тарбагатайская (девонская) и Жарма-Саурская (каменноугольная) островные дуги; 8–10 – фациальные зоны Джунгаро-Балхашского окраинного бассейна: 8 – прибрежная часть (Мынчукур-Басканская передовая терраса и Бороталинский грабен), 9 – континентальный склон (туфо-турбидитовая Саркандская зона), 10 – подножье континентального склона (Тастауская зона преимущественного кремнеокисления); 11 – выходы гипербазитов; 12 – предполагаемая площадь пермского бассейна; 13 – фронтальная зона каменноугольного вулканизма; 14 – разломы (а), границы фациальных зон (б); 15 – контуры описываемого района

конседиментационными разломами и образуют дугообразные цепочки, пересекающие выступы докембрийских и раннепалеозойских образований. Нижний девон в грабенах представлен конгломерато-песчаниковыми накоплениями, потоками базальтовых и трахибазальтовых лав и шлаками, в верхней части – риолитовыми игниспумитами (900–1400 м) и терригенными красноцветами с остатками флоры [10]. Выше, а иногда на породах фундамента с разрывом залегают эйфельские трахириолиты и трахидациты (200–500 м).

Живетские отложения тыловой зоны также образуют цепочку грабенов, смещенную относительно раннедевонской на 50–100 км к северо-востоку, в сторону Джунгаро-Балхашского бассейна, в пределы главной зоны раннедевонского вулканизма (см. рис. 4). Это также оливиновые субщелочные и нормальные лейкобазальты и ассоциирующие с ними терригенные красноцветы с остатками флоры.

Тыловая вулканическая цепь франского возраста выражена слабее, вероятно, вследствие по-

следующей денудации. Отдельные вулканические массивы известны в Чу-Илийском районе, Заилийском Алатау, Киргизском хребте, в горах Басулытау – в пределах главной и тыловой зон ранне-среднедевонского вулканизма. Они сложены трахириолитовыми, трахидацитовыми игниспумитами и массивными лавами (300 м). В целом, судя по расположению вулканических зон, в течение девона имела место миграция каждой из них в направлении Джунгаро-Балхашского бассейна примерно на 80–100 км относительно предыдущей. В Центральном Казахстане перемещение живетских и франских вулканических зон в краевую часть Джунгаро-Балхашского морского бассейна было еще более масштабным [17 и др.]. Каждый перескок вулканического фронта по всему поясу предвлялся тектоническими движениями, которые проявились в угловых несогласиях, поверхностях размыва и смене состава вулканитов.

Окраинно-континентальный магматизм девона завершился к концу франского века внедрением гранитоидных плутонов в пределах вулканиче-

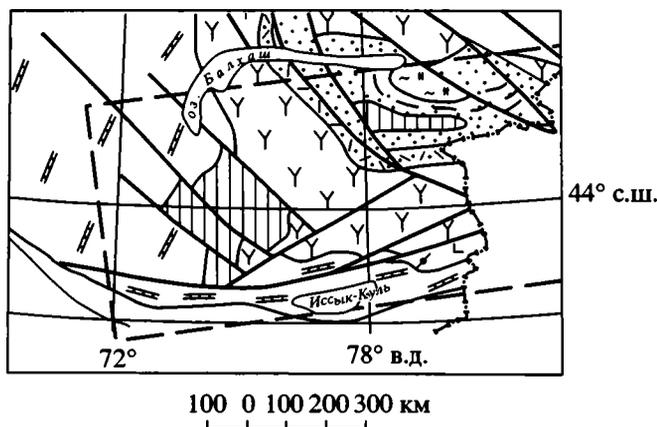


Рис. 5. Реконструкция южного сегмента каменноугольной активной окраины Джунгаро-Балхашского бассейна. Составлена автором с использованием [14] Условные обозначения см. на рис. 4

ского пояса и его тылового обрамления. Затем последовал их размыв и накопление красноцветной фаменской молассы.

**Внутренняя часть континента.** К юго-западу тыловая часть вулканического пояса сменялась наземным поднятием, расположенным на месте нынешних Чуйской впадины, хребтов Терсей и Сусамыр, южного обрамления оз. Иссык-куль. Это была область размыва с редкими и мелкими мульдами, выполненными красноцветной молассой и субщелочными вулканитами. Его современная ширина около 150 км.

Еще южнее и юго-западнее, в Каратау и Присонкулье, распространены морские девонские отложения пассивной окраины Туркестанского палеоокеана [18]. Это живетско-франская карбонатно-терригенная пестроцветная толща (тюлькубашская, корпешская свиты). В южном направлении пестроцветные отложения сменяются сероцветами, отмечая углубление этого бассейна к югу.

Таким образом, для девонского периода в Юго-Восточном Казахстане хорошо выражен латеральный ряд формаций активной окраины Джунгаро-Балхашского бассейна.

### Каменноугольные

**Джунгаро-Балхашский бассейн.** В первой половине каменноугольного периода Джунгаро-Балхашский бассейн продолжал существовать в редуцированном виде. В его наиболее глубоководной части (Тастауской зоне) отложения турнейского яруса непрерывно наращивают туффито-кремнистый разрез фамена, имеют аргиллито-кремнистый состав (см. рис. 3) и обогащены пепловым материалом и обугленным растительным детритом, что отражает усиление вулканической

активности на сопредельном континенте и гумидизацию климата в регионе. Выше, начиная с середины визейского века, в разрезе Тастауской зоны фиксируются следы значительных тектонических движений, чередующихся с периодами относительного покоя: пачки конгломератов и гравелитов переслаиваются с флишoidalными алевролитито-песчаниковыми и углистыми туфоалевролитовыми, образуя толщу мощностью 2200 м [10].

Грубообломочные визейские отложения вверх сменяются аргиллито-алевролитито-песчаниковыми, а затем вновь глинисто-кремнистым флишем с прослоями туффитов и органогенных известняков с фауной визейско-серпуховского возраста (1200–2000 м). Отложения башкирского и низов московского яруса (1500–2000 м) имеют преимущественно туфоалевролитовый, туфоаргиллитовый состав. Нередки пачки глинисто-кремнистого флиша, прослой песчаников, органогенных известняков. Мощность их 650–1000 м.

Венчающие палеозойский разрез фаунистически охарактеризованные отложения второй половины московского яруса (600–1000 м) образуют трансгрессивный ритм. Они с глубоким размывом и конгломератами в основании перекрывают глинисто-кремнистую толщу башкирского возраста и представлены алевролитами, песчаниками с хорошей градиционной слоистостью в нижней части и известняками –верху.

В Саркандской зоне (рис. 5) надежно датированные нижнекаменноугольные отложения не известны, вероятно, здесь располагалась зона размыва (остров). Отложения среднекаменноугольного возраста образуют локальные мульды, залегающие на девонских толщах, и представлены алевролитами и песчаниками с редкими прослоями органогенных известняков.

Фронтальная терраса (Мынчукур-Басканский район) в каменноугольном периоде также была островом. Здесь турнейские отложения не известны, а локально распространенные визейско-серпуховские с размывом залегают на девонских и представлены конгломератами, песчаниками с преобладанием вулканомиктового материала, алевропесчаниками, углистыми алевролитами, известняками (500–1300 м) с обильной фауной.

Достаточно полный каменноугольный разрез наблюдается в Бороталинском междугорном грабене. Нижнекаменноугольные туфо-терригенные отложения суммарной мощностью 3000 м согласно залегают на алевролитито-песчаниковой толще фамена и перекрываются терригенно-карбонатными накоплениями (песчаники, алевролиты, известняки, внизу конгломераты) башкирского и нижней части московского ярусов (1000 м). Для разреза характерно чередование линейной и перекрестной слоистости, следы перемыва материа-

ла (окамышы, нарушения сортировки). Каменноугольный разрез завершает толща ритмично построенных конгломерато-песчано-алевролитовых отложений с прослойками пепловых туфов и известняков (700–1000 м). Их возраст определен по различным группам фауны и остаткам флоры в интервале от московского века до ранней перми.

Каменноугольные отложения Джунгаро-Балхашского бассейна смяты в крупные линейные складки субширотного простирания с размахом крыльев от 2 до 10 км, нарушены надвигами и образуют с девонскими толщами единые шарьяжные пакеты.

**Вулканический пояс.** К югу терригенные и туфо-терригенные комплексы каменноугольного Джунгаро-Балхашского бассейна сменяются наземными вулканическими образованиями южной ветви Прибалхашско-Илийского вулканического пояса, которые большей частью перекрывают южный сегмент девонского пояса, смещаясь относительно него к востоку на 100–120 км. Это смещение наиболее отчетливо прослежено в устье р. Или [26]. Вскрытые здесь бурением вулканические накопления главной зоны девонского пояса перекрыты каменноугольными терригенными красноцветами тылового обрамления, такими, как на Чу-Илийском и Кендыктасском поднятиях (см. рис. 3).

Фациальные границы морских и наземных отложений прослеживаются в западных отрогах Джунгарского Алатау (горы Жуантобе, Алабасы, Тышкантау), где вулканогенные нижнекаменноугольные разрезы насыщены остатками брахиопод и наземной флоры.

Латеральная зональность каменноугольного вулканизма аналогична девонской. Отчетливо выделяются фронтальная, главная и тыловая зоны, ориентированные параллельно краю Джунгаро-Балхашского бассейна и отличающиеся условиями проявления, интенсивностью и составом вулканизма. Первые проявления каменноугольного вулканизма известны в тыловой зоне. Это нижнетурнейская толща, сложенная внизу базальтовыми, андезибазальтовыми лавами, туфами и песчано-алевролитовыми пачками, а в верхней части – андезитами и дацитами (600 м). Ее возрастным аналогом в главной и фронтальной фациальных зонах является локально развитая тефро-терригенная толща, представляющая продукт синхронного вулканизму размыва и отложения кластического материала [24].

Позднее вулканическая деятельность охватила более обширную территорию. Верхнетурнейские и нижневизейские отложения Бороталинского грабена, южных отрогов Джунгарского Алатау и северных хребтов Тянь-Шаня (Зайлийский Алатау, хр. Кетмень, Каратау Кетменский)

представлены риолитовыми и дацитовыми туфами, игнимбритами с прослоями терригенных пород и туффигов и лежащими выше базальтами, их шлаками и тефроидами. Мощность этих отложений колеблется в зависимости от расстояния до вулканического центра от 900 до 1700 м. В тыловой зоне объем терригенных пород резко возрастает, вулканитов уменьшается.

Следами внутривизейских тектонических движений являются поверхности размыва и углового несогласия в основании вышележащей наземной толщи андезитов и базальтов, чередующихся с пачками кремнекислых туфов и терригенных пород (2000 м) визейско-серпуховского возраста.

На юге, в обрамлении вулканического пояса, в начале каменноугольного периода произошло погружение части континента и формирование Северо-Тянь-Шаньского морского бассейна, шириной более 150 км. Его наиболее ранние (турнейско-нижневизейские) отложения известны на северном склоне хр. Терской Алатау (у южного края бассейна). Это сероцветные песчано-алевролитовые, преимущественно кварц-полевошпатовые и аркозовые накопления с редкими прослоями гравелитов и известняков, содержащие остатки наземной флоры и морской фауны и залегающие с размывом на породах докембрия и ордовика (см. рис. 3). Их перекрывают верхневизейско-серпуховские известковистые песчаники, алевропесчаники, алевролиты, глинистые известняки (700–1700 м), а затем серпуховско-башкирские известняки и доломиты с прослоями аркозовых песчаников (1000 м).

Во второй половине визейского века Северо-Тянь-Шаньский бассейн трансгрессировал к северу более чем на 100 км. Вдоль его края в тыловой части вулканического пояса морские визейско-серпуховские карбонатно-терригенные отложения чередуются с вулканитами и перекрывают наземные турнейско-нижневизейские вулканогенно-осадочные образования. В осевой части бассейна (хр. Басулытау, Каратау Кетменский) со второй половины визейского до башкирского века формировалась мощная толща органогенных известняков.

Средний отдел каменноугольного периода в главной зоне вулканического пояса (южные отроги Джунгарского Алатау, северное подножье хр. Кетмень и гор Сюгаты) представлен двумя наземными толщами: туфо-терригенной риолито-дацитовой (300–700 м) и лежащей выше андезитовой эффузивно-пирокластической (200–700 м). Во фронтальной части пояса отложения моложе визейских большей частью размывы, а в тыловой зоне (горы Темирлик) они сменяются сероцветными терригенными отложениями (300 м).

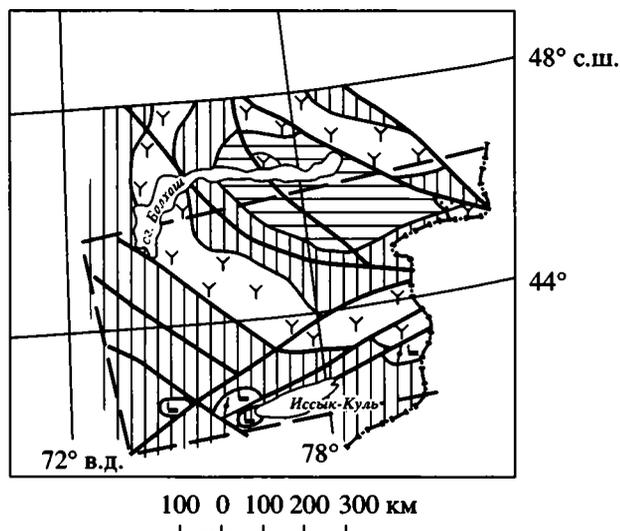


Рис. 6. Реконструкция пермского вулканического пояса Юго-Восточного Казахстана. Составлена автором с использованием [9, 14]

Условные обозначения см. на рис. 4

Южнее, во внутренней части эпиконтинентального бассейна (хр. Копыл), к башкирскому ярусу относится гипсо-соленосная алевролито-аргиллито-мергелевая толща (200–1700 м), к московскому ярусу – пестроцветные песчаники, алевролиты (150–700 м), характеризующие его замыкание и обмеление (см. рис. 3, 5).

В конце каменноугольного периода в пределах активной окраины Джунгаро-Балхашского бассейна вулканизм приобрел пароксизмальный характер: игнимбритовые извержения чередовались с накоплением содержащих остатки флоры тефроидных и терригенных пачек, нередко аркозовым материалом, а также водорослевых известняков, кремней, аргиллитов. Вероятно, на месте главной вулканической зоны (в бассейне р. Или) сформировалось озеро шириной до 300 км, окруженное молодыми поднятиями.

В западном обрамлении каменноугольного вулканического пояса, в Чу-Илийских горах и хр. Кендыктас, в течение всего каменноугольного периода располагалась зона накопления наземных красноцветных моласс шириной около 500 км, а за нею – Казахстанский эпиконтинентальный бассейн с терригенно-карбонатной седиментацией [10, 14], существовавший начиная с фамена до середины, а кое-где до конца каменноугольного периода (см. рис. 5). Охарактеризованный выше Северо-Тянь-Шаньский тыловой бассейн был его частью и соединялся с ним в районе Малого Каратау и Чуйского поднятия.

В конце каменноугольного периода коллизия, приведшая к закрытию Иртыш-Зайсанского и Туркестанского бассейнов [2, 13, 36], сопровожда-

лась дальнейшим обмелением окраинного и осушением эпиконтинентального бассейнов, складчатостью и внедрением гранодиорит-гранитных plutонов в контурах вулканического пояса и нормальных гранитов – в его обрамлении.

Складчатые деформации нижнекаменноугольных отложений в пределах вулканического пояса – крупные субширотного простирания линейные складки с размахом крыльев в 5–10 км и их наклоном в 30–60°. Вблизи разломов они нередко сменяются более мелкой и напряженной складчатостью. Средне- и верхнекаменноугольные толщи менее деформированы и образуют большей частью брахиструктуры с наклоном слоев в 10–30°. Отложения тылового бассейна смяты интенсивнее, местами шарьированы на наземную зону и даже опрокинуты.

### Пермские

Основные события пермской истории региона связаны с наземным вулканизмом. Пермский вулканический пояс в пределах Юго-Восточного Казахстана, как и каменноугольный, является южной ветвью Прибалхашско-Илийского. Его контуры несколько смещены относительно каменноугольного пояса, но большей частью вложены в него. Вулканогенные накопления перми несогласно перекрывают каменноугольные вулканические и латерально сменяющие их осадочные толщи тылового обрамления. Под рыхлыми отложениями Южно-Прибалхашской впадины пермские вулканиды залегают на терригенных каменноугольных красноцветях и вулканических образованиях девонского пояса [26], в Бороталинском грабене – на морских среднекаменноугольных отложениях, а в хребтах Кетмень, Басулытау и Кунгей – на морских карбонатных накоплениях Северо-Тянь-Шаньского палеобассейна. В целом отчетливо видна проградация фронта пермского вулканизма относительно каменноугольного к востоку (рис. 6).

Поперечная зональность пермского вулканического пояса усеченная: перекрыта кайнозойскими накоплениями и, вероятно, размыта фронтальная прибрежная зона, и вулканические накопления перми повсеместно представлены наземными фациями. Осадочные морские отложения известны в небольшом блоке в зоне Алаколь-Джунгарского разлома [7]. Находки раннепермских брахиопод в пестроцветях жаманбулакской свиты Джунгарского Алатау [20], традиционно датируемых московским ярусом, также могут указывать на существование сильно обмелевшего Джунгаро-Балхашского морского бассейна, основная часть которого в позднекаменноугольную эпоху сместилась к юго-востоку, на территорию Северо-Западного Китая.

В пределах главной вулканической зоны, охватывающей южные и юго-западные хребты Джунгарского Алатау, северные подножья хребтов Заилийский Алатау и Кетмень, базальты и андезиты раннепермского возраста (700–1200 м) с несогласием налегают на каменноугольные толщи и перекрываются кремнекислыми игнимбридами и туфами (600 м, см. рис. 3). Затишье в вулканической деятельности и накопление красноцветной молассы (450–600 м) в середине поздней перми сменяются новым импульсом вулканизма – формированием верхнепермской андезитовой толщи мощностью 250–500 м, а затем нижнетриасовой трахириолитовой [9, 10, 23].

Расположенная южнее тыловая зона пермского пояса характеризуется субщелочным трахибазальт-комендитовым наземным вулканизмом, чередующимся с накоплением красноцветной грубообломочной молассы (хребты Кетмень, Басульгтау, Каратау Кетменский). Мощность пермских накоплений этой зоны меняется от 300 до 1400 м [10].

К югу (хр. Терской) и западу (Чуйская впадина) от вулканического пояса располагались внутриконтинентальные поднятия с красноцветными и соленосными мульдами.

Пермский магматизм Юго-Восточного Казахстана завершился тектоническими движениями, внедрением габбро-монзонит-граносенитового комплекса и следующих за ним гранитов.

Пермские складки пологие брахиформные. Нередки первичные вулканические структуры с углами наклона крыльев около 15°, широко проявлены экстрезивные купола и пояса даек.

Проведенное автором сравнение главных черт петрохимии девонских, каменноугольных и пермских вулканических пород с типовыми составами и между собой выявляет принадлежность большей их части к щелочноземельному ряду и последовательный рост щелочности в пределах каждой возрастной группы (прежде всего за счет калия) в южном и западном направлениях, в сторону внутренних частей континента. Во фронтальной части девонского и каменноугольного поясов они наиболее натриевые, в то время как в тыловых зонах, в том числе и в пермской, преобладают представители шошонитовой серии [28, 29, 32]. При этом девонские породы однотипных зон по сравнению с каменноугольными и пермскими более железистые и титанистые. Их кремнекислые разновидности имеют близкие содержания калия и натрия, нередко калия больше. Каменноугольные вулканы отличаются повышенным содержанием глинозема и преобладанием натрия в составе щелочей. Щелочноземельные вулканы перми отличаются от девонских и каменноугольных повышенной общей щелочностью и калиево-стью, более высокой окисленностью железа. Для

их кремнекислых пород типичны вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, амфибола, биотита, в то время как каменноугольные содержат кварц-плагиоклаз-биотитовую ассоциацию, а девонские – кварц-калишпат-плагиоклазовую. Для основных и средних вулканических пород пермского возраста характерен двупироксеновый парагенезис (в отличие от оливин-клинопироксенового в девонских базальтах и клинопироксенового – в каменноугольных), что более характерно для внутриконтинентальных вулканических поясов [33]. В тыловых грабенах щелочность вулканических пород от девона к перми возрастает вплоть до образования трахибазальт-комендитовой ассоциации.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

В целом анализ приведенных материалов показывает, что по характеру седиментации, спорадичности проявлений подводного вулканизма и существенной роли аллохтонных пеплов среди девонских и каменноугольных отложений Джунгаро-Балхашский бассейн был скорее окраинным, чем океаническим. Северная его часть существовала с раннего палеозоя. Преддевонские тектонические движения привели его к расширению на юг, в пределы докембрийского Джунгарского блока [9, 10]. В раннем девоне этот бассейн развивался как единая структура. В его осевой части шла туффито-глинисто-кремнистая седиментация, сменявшаяся по направлению к берегу туфотурбидитовой, а в прибрежной части накоплением молассы. Позднее тектонические движения создали расчлененный подводный рельеф, в живетском веке вызвали трансгрессию Джунгаро-Балхашского бассейна на краевую часть континента, а к франскому веку сформировали цепь вулканических островов на фронтальной террасе. В прибрежной и наземной частях его активной окраины в течение всего рассматриваемого периода появлялись, мигрировали к северу, а затем отмигали и перекрывались терригенными толщами цепи вулканов андезибазальтового, андезитового и дацито-риолитового состава. Вулканические накопления формировали закономерные латеральные ряды с меняющимся фаціальным составом по мере удаления от морского бассейна во внутрь континента [27, 30].

Основные тектонические движения фиксируются в пределах континентальной окраины в несогласиях, поверхности размыва, изменении состава вулканизма и проявлениях интрузивной деятельности.

Последовавшие в конце франского века коллизионные процессы привели к поднятию обширных участков морского бассейна, прекращению вулканизма, внедрению гранитных плутонов в пределах пояса и его тылового обрамления, а за

тем накоплению фаменской молассы, содержащей обломочный материал этих интрузивов.

В первой половине каменноугольного периода Джунгаро-Балхашский морской бассейн был разделен надвое участком суши. В его осевой части продолжалось туффито-глинисто-кремнистое накопление, а в Бороталинском прогибе шла терригенная вулканомиктовая седиментация материала, сносимого с континента. Позднее шло прогрессирующее обмеление бассейна вплоть до полного закрытия [9, 10, 21].

Окраинно-континентальный вулканизм в течение каменноугольного периода также мигрировал к северу, в направлении Джунгаро-Балхашского бассейна. Наиболее выражена его проградация в турнейском веке. Во второй половине визейского века имела место наиболее значительная трансгрессия тылового Северо-Тянь-Шаньского бассейна к северу, в пределы вулканического пояса. Средне- и позднекаменноугольные движения сопровождались прогрессирующим вздыманием структур, обрамлявших вулканический пояс.

Миграцию вулканических зон внутри пермского пояса труднее восстановить из-за интенсивной денудации этих отложений вдоль его северного и южного краев.

Позднее вся территория Юго-Восточного Казахстана представляла континент. В течение мезозоя здесь преимущественное распространение имели озера и наземные впадины, разделенные пологими пенепленизированными поднятиями [8, 9, 10].

Кайнозойский этап сыграл важную роль в формировании современного структурного облика описываемого региона (см. рис. 2) и здесь рассматривается в связи с изменением его первичного общего плана. Результатом кайнозойской (Индо-Евразийской) коллизии явилось повсеместное развитие нарушений различной морфологии (взбросов, сдвигов и надвигов), многочисленных как в краевой части континента, так и в зонах морской палеозойской седиментации [25, 35]. Молодой возраст перемещений в ряде случаев подтверждается участием в нем юрских и неогеновых отложений.

В современном структурном плане региона разновеликие блоки и массивы ограничены линейными зонами смятия, продольного течения и многие перемещены относительно своего первоначального положения на десятки и первые сотни километров вдоль таких крупноамплитудных сдвигов, как Центрально-Казахстанский, Алаколь-Джунгарский, Бороталинский, Жалаир-Найманский, Каратауский, Заилийский, Алтынэмельский, Сюгатинский и другие (см. рис. 1, 2). Эти перемещения, обусловленные мощным давлением с

юга, кроме горообразования, привели к искажению исходного структурного плана и, прежде всего, к поперечному сокращению размеров главных структур и территории в целом. Попытки их реконструкции свидетельствуют о значительных латеральных перемещениях, сопровождавшихся, в конечном итоге, поворотом основных структур региона против часовой стрелки [22]. Автором неоднократно высказывалось предположение о более прямолинейных, чем ныне, исходных очертаниях казахстанских вулканических поясов и их субмеридиональной ориентировке [21, 22]. Возможность значительных перемещений различных частей Казахского континента и его обрамления в течение фанерозоя в настоящее время активно обсуждается в литературе [4–6, 11–14, 39–41]. Современные подковообразные очертания краевых поясов Джунгаро-Балхашского бассейна вторичны, и для более правильного понимания истории Казахстана следует развернуть подкову до исходного положения, как это предлагал Л.П. Зоненшайн [13]. Тогда ее сегменты, продолжив друг друга, составят очень пологую дугу, открытую к востоку, в сторону Палеоазиатского океана, и в целом восточная окраина Казахского континента займет более симметричное положение относительно его западной, Зауральской, окраины. Это открывает дополнительные возможности для их сравнительного анализа.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бахтеев М.К.* Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. М.: Наука, 1987. 168 с.
2. *Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Э.З. Чанг.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 8–28.
3. *Беспаев Х.А., Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д.* Карта глубинного тектонического строения Казахстана. Пояснительная записка. Алматы: ИГН АН РК, 2000. 29 с.
4. *Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Игнатьев А.В., Одибер М.* Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. № 1. С. 15–26.
5. *Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Кудашева А.И.* Казахстан и Алтай в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 63–71.
6. *Бухарин А.К.* Границы и структуры океанов Палеотетис и Урало-Тянь-Шанского в Центральной Азии // Геодинамика и принципы палеотектонических реконструкций. Ташкент: Ташкент. ун-т, 1997. С. 19–23.
7. *Буш В.А., Дмитриева Б.К., Ильина К.Г.* Морские пермские отложения в Восточном Казахстане // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. LXII. Вып. 6. С. 31–33.

8. Геологическая карта Казахстана и Средней Азии масштаба 1 : 1500000. Приложения. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
9. Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1966. С. 28–69.
10. Геология СССР. Южный Казахстан. Том XL. Кн. 1. М.: Наука, 1971. С. 223–240.
11. Гесь М.Д. Магнетизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Тектоника Азии. М.: Геос, 1997. С. 64–66.
12. Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярев К.Е. Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81.
13. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., 1990. Кн. 2. С. 208–222.
14. Кошкин В.Я., Габай Н.Л., Бекман В.М. К вопросу геодинамики и латеральной зональности карбона-перми Казахстанской системы палеозой // Проблемы региональной геологии и геофизики Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1985. С. 103–113.
15. Курчавов А.М. Зональность орогенных вулканитов Казахстана. М.: Наука, 1984. 207 с.
16. Курчавов А.М. Проблема геодинамической обстановки формирования девонского континентального вулканизма Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV тектонического совещания. М.: Геос, 2001. Т. 1. С. 351–354.
17. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Мазуров А.К., Хамза С.Х. Геодинамическая природа зональности и сегментирования девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII тектонического совещания. М.: Геос, 1999. Т. II. С. 351–353.
18. Миколайчук А.В., Котов В.В., Кузиков С.И. Структурное положение метаморфического комплекса Малого Нарына и проблема границы Северного и Среднего Тянь-Шаня // Геотектоника. 1995. № 2. С. 75–85.
19. Паталаха Е.И., Смирнов А.В. Генетические типы геосинклинальной складчатости. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 19–114.
20. Сергеева Л.В. Позднепалеозойская брахиоподовая зональность Джунгаро-Балхашского региона // Геология Казахстана. 1996. № 3. С. 22–36.
21. Скринник Л.И. К геодинамике Юго-Восточного Казахстана // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII тектонического совещания. М.: Геос, 1999. Т. II. С. 135–136.
22. Скринник Л.И. Главные коллизионные деформации в Джунгарском Алатау и Северном Тянь-Шане // Геология и разведка недр Казахстана. 2001. № 2. С. 22–25.
23. Скринник Л.И., Гришина Т.С. К стратиграфии пермских отложений Илийского мегасинклинория // Геология и разведка недр Казахстана. 1998. № 4. С. 9–17.
24. Скринник Л.И., Гришина Т.С., Радченко М.И. Стратиграфия и палеогеография карбона Юго-Восточного Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1997. № 5–6. С. 23–30.
25. Скринник Л.И., Краснобородкин В.К. О надвигах Юго-Восточного Казахстана // Проблема региональной геологии и геофизики Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1983. С. 85–94.
26. Скринник Л.И., Лаврушин В.В., Гришина Т.С. Стратиграфическая схема девонских, каменноугольных и пермских отложений низовьев р. Или по данным глубинного геологического картирования // Геология Казахстана. 1998. № 5. С. 19–30.
27. Скринник Л.И., Сенкевич М.А. Формации и зональность девонского вулканического пояса Юго-Восточного Казахстана // Геология Казахстана. 1996. № 4. С. 23–43.
28. Скринник Л.И., Ткаченко К.Н. Средний состав верхнепалеозойских образований Илийского вулканического пояса // Сов. геология. 1978. № 6. С. 32–36.
29. Скринник Л.И., Ткаченко К.Н. Средние составы вулканических пород девона, карбона и перми Илийского пояса // Матер. по регион. геологии и геофизике Восточного Казахстана. Алма-Ата: КазИМС. 1981. С. 48–52.
30. Скринник Л.И., Хорст В.Э. Девонские островодужные вулканические комплексы Джунгарского Алатау // Геология и разведка недр Казахстана. Алма-Ата, 1995. № 4. С. 6–10.
31. Смирнов А.В., Дуйсекова Ш.А., Окишева А.П. Раннеорогенный вулканизм Центральной Джунгарии // Проблемы региональной геологии и геофизики Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1985. С. 59–68.
32. Ткаченко К.Н., Скринник Л.И. Особенности состава и условий формирования базальтов орогенных вулканических поясов // Глубинное строение и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 216–217.
33. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Наука, 1997. С. 228–247.
34. Хамзин Б.С., Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.М. Палеогеодинамика девонского вулкано-плутонического пояса Центрального Казахстана // Геология и минерагения Казахстана. Алматы: КазГео, 2000. С. 162–170.
35. Шайкин И.А. К вопросу о разрывной тектонике Северо-Восточной Джунгарии // Материалы по региональной геологии и геофизике Восточного Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1981. С. 61–66.
36. Шенгёр А.М. Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 41–58.
37. Шужанов В.М. Формации девона. Алма-Ата: Наука, 1984. С. 32–41.
38. Шерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Большой Алтай (Геология и металлогения). Алматы: Наука, 1998. Кн. 1. С. 175–223.
39. Яковлев Ф.Л., Юнга С.Л. Оценка сокращения земной коры при орогенезе в Памиро-Тянь-Шанском

- регионе и Монголии // Тектоника неоген. Т. 2. М.: Геос, 2001. С. 341–344.
40. *Avouac J.P., Tapponnier P., Bai V., You H., Wang G.* Active thrusting and folding along the Northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 6775–6804.
41. *Molnar P., Deng Q.* Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 6203–6227.

*Рецензенты: В.С. Буртман, А.М. Курчатов*

## Post-Silurian Tectonic Evolution of Southeastern Kazakhstan

L. I. Skrinnik

*Kazakh Institute of Mineral Resources, pr. Baitursynova 140, Almaty, 480013 Kazakhstan*

**Abstract**—The territory reviewed was during the later half of the Paleozoic Period an active margin of the Kazakh continent facing the Dzungaria-Balkhash marine basin, whose lateral lithologic series allow referring it to marginal (back-arc) basins. It was separated by the Devonian Chingiz-Tarbagatai and the Carboniferous Zharmas-Saura volcanic island arcs from the Irtysh-Zaisan basin of the Paleasian Ocean. The southern portion of the Dzungaria-Balkhash basin, which was examined by the present author, distinctly displays lithologic complexes that originated on the continental slope and its rise, on nonvolcanic frontal terrace, and in an inter-arc graben. The regressive vertical and lateral series of the deposits indicate the gradual shoaling of the basin. Marginal volcanic belts originated along its southern (hereafter, present-day orientation is given) continental margin in the Devonian and Carboniferous and early in the Permian. The petrochemical zoning of volcanics on the southern margin suggests the subduction zone dip under the Kazakh continent. A vast uplift, which was dissected by a chain of grabens filled with red molasses and subalkaline basalts, was located at the back of the volcanic belt (within the Chu River high and in the North Tien Shan). At the beginning of the Carboniferous Period, the epicontinental Central Kazakhstan basin intruded from the west into the back part of the volcanic belt. It was separated in this region by an intra-continental uplift from the Turkestan Paleoocean, and in the mid-Carboniferous time it became saline and later filled with variegated deposits. The marginal Dzungaria-Balkhash basin migrated southeastward into the territory of West China during the Permian Period, and the study area became a dry land. The volcanism of Southeast Kazakhstan became intra-continental and then ceased by the mid-Triassic time. The Late Paleozoic tectonic movements resulted in folding and faulting and gave rise to angular unconformities and erosion surfaces, while the general tectonic grain remained intact. The Cenozoic India-Eurasia collision brought about intense folding and thrusting of strata in Southern and Southeastern Kazakhstan and their motion along NW–SE and NE–SW oriented strike-slip faults, which eventually gave rise to the present-day horseshoe-shaped structural pattern. A reconstruction of the initial position of the principal facies zones suggests an originally straighter outline of the southeastern margin of the Kazakhstan continent.

**ТЕРМОТОМОГРАФИЯ ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА**© 2003 г. М. Д. Хуторской<sup>1</sup>, Л. В. Подгорных<sup>2</sup>, **И. С. Грамберг<sup>2</sup>**, Ю. Г. Леонов<sup>1</sup><sup>1</sup>Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., д. 7<sup>2</sup>ВНИИОкеангеология, С.-Петербург

Поступила в редакцию 14.03.2002 г.

Проведено геотермическое моделирование нестационарного теплового поля в земной коре и в литосфере вдоль 123 сейсмотомографических геотраверсов по Баренцеву и Карскому морям, а также по Евразийскому сектору Северного Ледовитого океана. Определена термическая структура литосферы геологического прошлого и в настоящий момент. Построены трехмерные модели распределения температур и тепловых потоков в координатах: широта–долгота–глубина. Установлена глубина расположения интервала катагенетического преобразования органического вещества. Определены палеотемпературы в моменты формирования основных месторождений нефти на шельфе и сделаны предположения о приуроченности месторождений к определенным “формам” распределения геотермического поля.

Геолого-экономическое значение акваторий Западно-Арктических морей определяется существующими большими нефтегазовыми ресурсами шельфовых осадочных бассейнов и будет возрастать по мере освоения уже открытых и выявления новых месторождений.

В условиях ограниченности инвестиционных ресурсов для проведения дорогостоящих геолого-геофизических исследований на шельфе приобретают практическое значение относительно недорогие методы косвенной оценки перспектив нефтегазоносности на базе уже имеющихся геолого-геофизических данных.

Один из таких методов – это термотомографическое отображение земной коры на основе трехмерного геотермического моделирования. Построение трехмерных (объемных) моделей распределения температур и тепловых потоков позволяет получить карты-срезы геотермического поля на любой глубине и таким образом определить уровень, на котором существуют условия для катагенетического преобразования углеводородов, т.е. позволяют в первом приближении прогнозировать глубину и локализацию размещения месторождений.

Геотермические исследования на шельфе Евразийского бассейна Арктики начались в 70-е годы XX в. с измерений погружными зондами ПТГ-3М в Баренцевом море [7]. Однако эти измерения были сделаны на шельфе при глубинах моря до 300 м и глубине внедрения одноканального зонда в осадки максимально на два метра. Полученные результаты продемонстрировали ожидаемое очень мощное влияние экзогенных термических полей на глубинный тепловой поток – сказывалось воздействие сезонных периодических колебаний температуры дна моря за счет инсоля-

ции, а также придонных течений с большим дебитом, приносящих массы воды с контрастной относительно фоновой температурой. Особенно этот фактор заметен в южной части моря, где проявляется влияние Нордкапского теплого течения. В связи с этим зондовые измерения не позволяли получить кондиционные оценки фонового глубинного теплового потока, так как диапазон измеренных значений был очень велик – от 0 до более 500 мВт/м<sup>2</sup> и неадекватно отражал распределение глубинных термических источников.

Начавшаяся в 80-е XX в. годы интенсивная разведка нефтегазовых месторождений на шельфе сопровождалась бурением на акватории и на островах глубоких скважин, в которых проводились каротажные исследования, в том числе и термокартаж. К этому времени относятся и первые скважинные измерения теплового потока в южной части Карского моря. Обработка термических измерений позволила оценить значения градиентов температуры, а теплофизические исследования керна скважин – теплопроводность пород. Таким образом были получены первые кондиционные измерения теплового потока в регионе [17]. Тем не менее скважинные геотермические измерения для такой обширной территории были редки и не позволяли составить картину распределения температур и тепловых потоков, а тем более рассчитать глубинные температуры в литосфере региона.

**МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ  
ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ПОЛЯ**

Для оценки температур на глубинах, не достигнутых бурением, а также глубины нахождения температур катагенетического преобразования

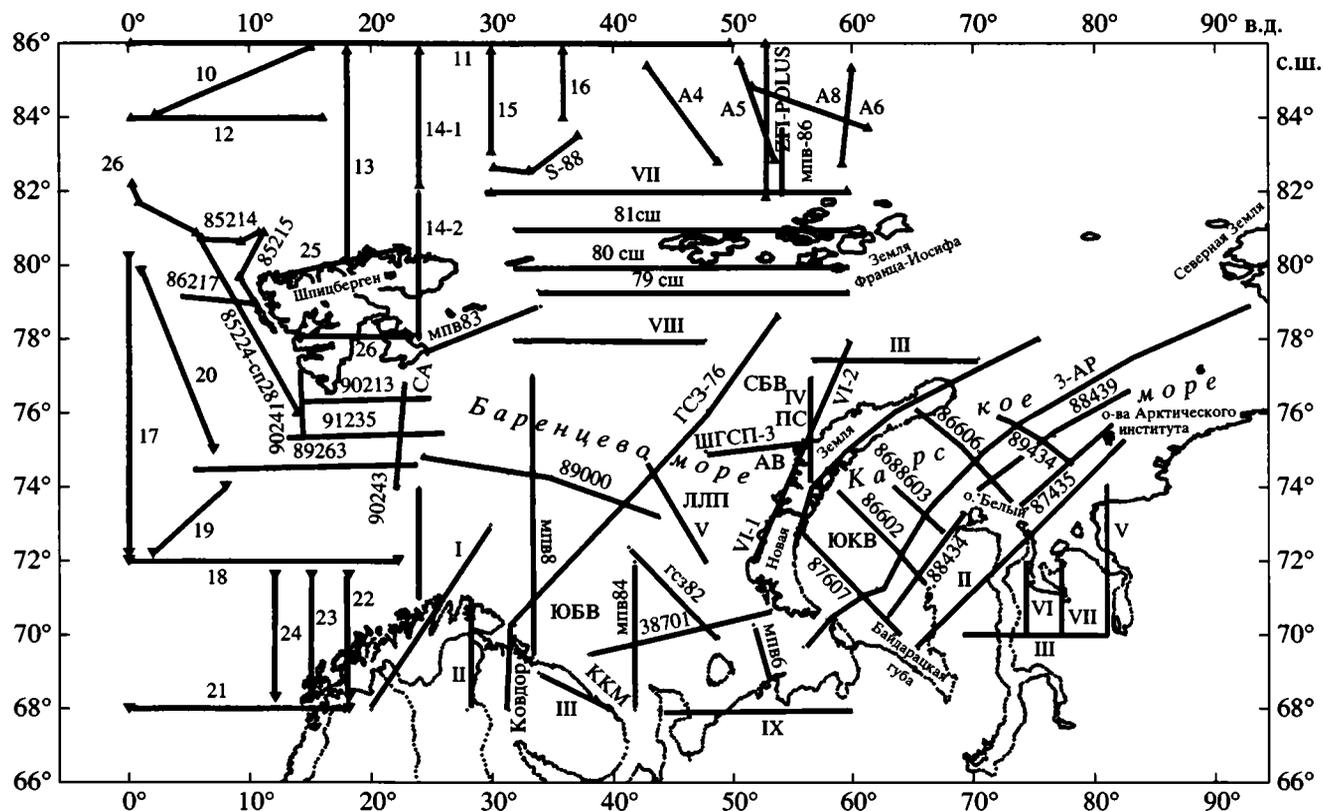


Рис. 1. Расположение сейсмических геотраверсов в регионе Западной Арктики и их название

Аббревиатура на карте: ЮБВ – Бжно-Баренцевская впадина; СБВ – Северо-Баренцевская впадина; ЛЛП – Лудловско-Лунинская перемычка; АВ – Адмиралтейский вал; ПС – прогиб Седова; ККМ – Кольско-Канинская моноклинал; СА – Свальбардская антеклиза; ЮКВ – Южно-Карская впадина

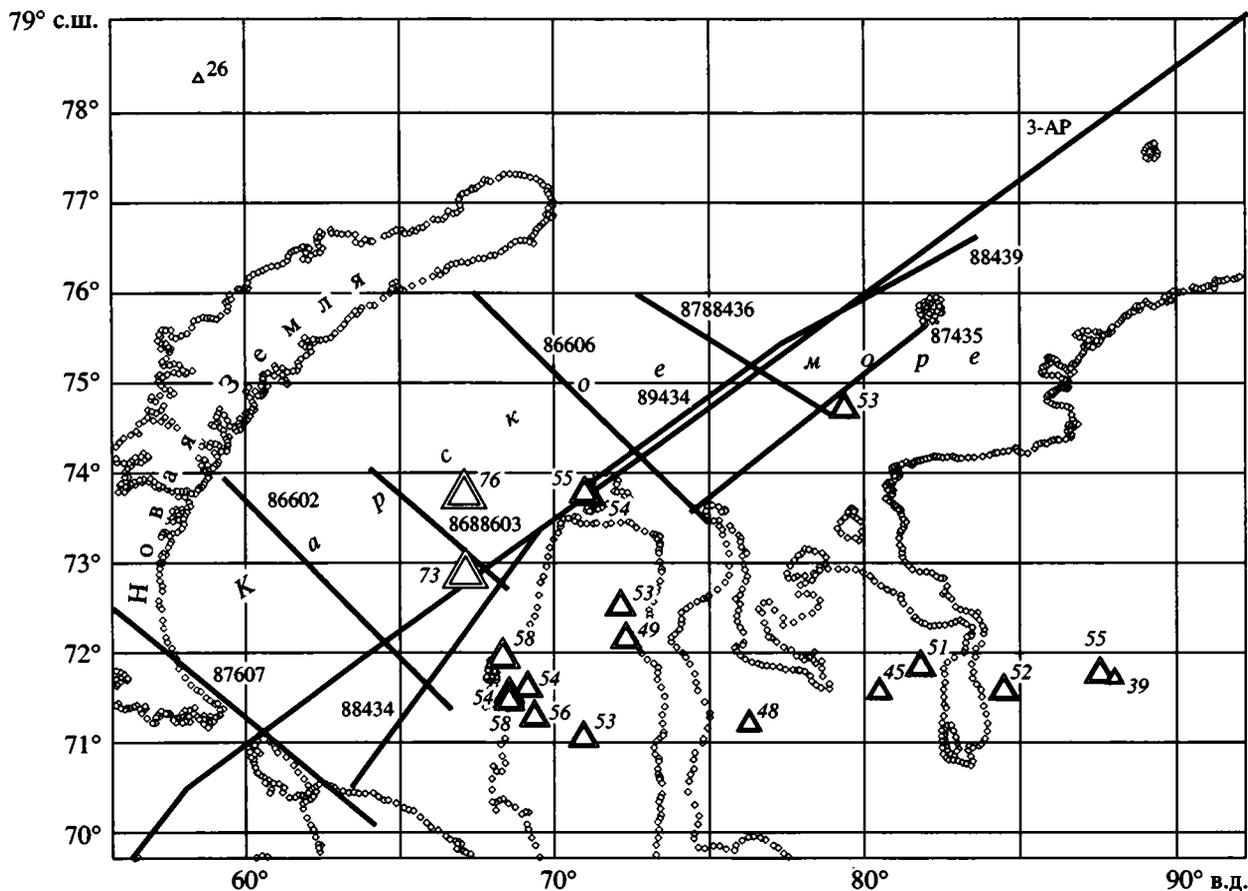
органического вещества нами была разработана методика 2D- и 3D-моделирования нестационарного теплового поля. Теплофизическая среда, т.е. конфигурация контрастных теплофизических слоев и значения тепло- и теплопроводностей, задавалась на основе соответствующей оцифровки выделенных по сейсмическим данным структурных комплексов вдоль 123 геотраверсов (рис. 1). В качестве граничных условий использовались значения теплового потока, измеренного в глубоких скважинах. В Баренцевом море 67 скважин, где проводились определения теплового потока, были расположены так, что хотя бы одна скважина находилась в полосе каждого из профилей ГСЗ (ШГСП). В Карском море три скважины в южной части моря лежат в зоне самого длинного из профилей (рис. 2).

Вдоль профилей был выполнен расчет глубинных температур с помощью программного пакета "TERMGRAF" [15]. При расчете использовались значения теплофизических свойств слоев коры, адекватные установленным граничным скоростям (таблица).

Для решения задачи о распределении температур в разрезе используется численный метод ко-

нечных элементов с квадратичной аппроксимацией функции температуры между узлами прямоугольной сетки. В программе предусматривается сетка  $41 \times 41$  узлов (т.е. решается двумерная задача), линейные размеры которых по осям  $X$  и  $Z$  возможно изменять по требованию оператора. На боковых границах области моделирования задается отсутствие латерального потока, т.е.  $\partial T/\partial x = 0$ . В качестве верхнего граничного условия нами принималась температура на границе дно-вода, которая известна по метеорологическим данным ( $\sim 1^\circ\text{C}$ ), а на нижней границе – тепловой поток.

Внутри области моделирования устанавливается конфигурация контрастных сред и их теплофизические свойства: теплопроводность  $a$  ( $\text{м}^2/\text{с}$ ), теплопроводность  $k$  ( $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ) и нормированная плотность тепловых источников  $Fi = A/(cp)$  ( $\text{К}/\text{с}$ ). В расчетной части комплекса (программа "TERM") задаются линейные размеры области моделирования ( $Lx$  и  $Lz$ , км), которые определяют линейные размеры узла ( $Lx/41$  и  $Lz/41$ ), а также временной интервал дискретизации решения (в млн. лет). Временной шаг итерационного процесса автоматически выбирается программой



**Рис. 2.** Расположение сейсмических геотравесов и скважин (треугольники) в Карском регионе, где были проведены термометрические исследования  
 Размер треугольников пропорционален значениям теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>

и рассчитывается как  $\tau = 10^{-7}(Z^2/4a)$ , где  $Z$  – толщина области моделирования.

В результате численного решения уравнения теплопроводности мы получаем распределение температур и тепловых потоков  $q(z)$  и  $q(x)$  для принятой теплофизической среды в конечный момент временного этапа дискретизации. Полученный файл результатов переименовывается в файл начальных температур, и на следующем этапе начинается расчет с конечного момента предыдущего шага. Возможно дискретизация решения удобна, если есть необходимость изменить теплофизическую среду в связи со структурно-вещественными перестройками геологического разреза, задать распределение новых источников и стоков тепла, а также просмотреть результаты расчета палеотемпературного поля. Если в модель требуется включить тепломассоперенос, то его можно имитировать установкой граничных температур и/или адиабатического градиента в интервале глубин, на которые распространяется конвекция.

Для каждого профиля при моделировании принималась граничная температура на верхней границе и тепловой поток – на нижней границе ( $q_{гр.}$ ), соответствующий измеренному в ближайших скважинах значению ( $q_{набл.}$ ) за вычетом теплового потока, генерируемого в слое земной коре выше нижней границы области моделирования при спонтанном распаде долгоживущих радиоизотопов ( $q_p$ ), т.е.

$$q_{гр.} = q_{набл.} - q_p$$

Последний рассчитывался на основании сейсмической информации о мощности слоя и его составе, а также из общепринятых традиционных величин удельной теплогенерации для соответствующего типа пород:  $(q_p)_i = A(x, z)z_i$  [10]. Граничный редуцированный тепловой поток изменялся в различных районах в пределах 30–40 мВт/м<sup>2</sup>.

Начальные условия при расчете температур на большинстве профилей нами задавались для времени 60 млн. лет назад. В это время, как показано в работах по палеотектоническим реконструкциям Баренцевоморского бассейна [5, 14], уже

Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля в земной коре

Свита/параметр	Граничная сейсмическая скорость, км/с	Температуропроводность $a \times 10^{-7}$ , м <sup>2</sup> /с	Теплопроводность, $k$ , Вт/(м К)	Теплогенерация (нормированная), $Fi \times 10^{-13}$ К/с
Неконсолидированные осадки	<3.7	3.0	1.3	–
Консолидированные мезозойско-кайнозойские терригенные осадки		3.5	1.5	–
Карбонатные палеозойские осадки	4.7	3.8	1.9	1.5
Граниты	Верхняя часть,	6.0	2.5	5.52
	нижняя часть	6.5	2.5	3.5
Базальты, породы коро-мантийной смеси	>6.5	7.0	2.9	–
Коровые ультрабазиты	–	8.0	3.0	–
Мантийные ультрабазиты	–	10.0	3.2	–

Примечание.  $a$  – температуропроводность,  $k$  – теплопроводность,  $Fi$  – нормированное значение теплогенерации (А),

$Fi = \frac{A}{c\rho}$ , где  $c$  – теплоемкость,  $\rho$  – плотность.

сформировалась современная структура коры, поэтому эволюция теплового поля во времени, если она и наблюдалась, связана не с перестройкой структурно-теплофизических элементов, а с релаксацией начальных термических неоднородностей.

При такой постановке граничных условий температуры внутри области моделирования быстро приходят к стационарному состоянию, которое априорно было принято как критерий корректности расчетов. Продолжительность временных шагов составляла 10 млн. лет. Таким образом, на временном интервале 60–0 млн. лет нами проводились шесть контрольных шагов с целью проверки условий стационарности. Моделирование показало, что, начиная с третьего шага, т.е. через 30 млн. лет после начала расчета, для всех профилей наблюдалось стационарное тепловое поле<sup>1</sup>.

Точность расчетов оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей, показал, что она составляет  $\pm 150$  м, что при глубине расчетов до 30 км дает относительную погрешность 0.5%.

Построение трехмерной геотермической модели в регионе производилось с помощью пакета трехмерной графики “TECPLOT v.7.0-demo” (Amtec Engineering Inc.), который позволяет про-

вести объемную интерполяцию наблюдаемого поля (в нашем случае температуры, теплового потока, а также структурных сейсмотомографических границ) в координатах: широта, долгота, глубина. Для подготовки файлов данных в формате “TECPLOT v.7.0” нами была написана специальная программа, которая при задании координат начала и конца профиля, а также интервала разбивки по глубине производит трансформацию текстового файла, содержащего результаты термического моделирования, в формат базы данных “TECPLOT”. Данная программа предусматривает трехмерную интерполяцию по сетке любой конфигурации. В нашем случае была использована неравномерная сетка, “привязанная” к простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты глубинных температур.

## ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНА

Характер изменения теплового поля во времени мы рассмотрим на примере термической эволюции литосферы вдоль трансбаренцевского геотраверса (профиль ГСЗ-76) (см. рис. 1), который пересекает большинство из выделенных по сейсмическим данным структур земной коры в пределах Баренцевоморской плиты и поэтому представляется наиболее информативным. Термическое поле рассчитывалось для интервала геологического времени от 300 млн. лет назад до наших дней. При решении поставленной задачи учитывалось влияние всех установленных тектонических событий на термический режим в недрах.

Начальные условия моделирования принимались для времени 300 млн. лет назад (средний кар-

<sup>1</sup> При последующих расчетах у нас было основание для перехода к временному шагу 20 млн. лет.

бон), когда, по геологическим данным [14, 18], в южной части Баренцева моря сформировался Южный рифтогенный прогиб северо-западного простирания, разрушивший протерозойскую континентальную кору. Уже начиная с рифея, этот прогиб заполнялся терригенными и карбонатными осадками, отлагавшимися с прогрессирующей скоростью, достигшей к середине палеозоя скорости лавинной седиментации. Этот процесс в конечном итоге привел к становлению верхнего карбонатного палеозойского комплекса, выделенного по данным МОГТ. Комплекс характеризуется сейсмическими скоростями 5.4–5.8 км/с и имеет максимальную мощность (до 12 км) в интервале 450–600 км от начала профиля (район г. Мурманска). Ниже этого комплекса интерпретируются блоки “гранитно-метаморфического слоя” с пластовыми скоростями 6.0–6.5 км/с и с мощностью 22–23 км, которые отождествляются с гранитоидами и вмещающими их породами архея–нижнего протерозоя Балтийского щита. Этот слой резко уменьшается в мощности в районе отметки 500 км, где разрез коры уже имеет субокеанический облик. Постепенно в северо-восточном направлении, судя по сейсмическому разрезу, увеличивается доля базальтов и гипербазитов по сравнению с гранитно-метаморфическими породами и мощность терригенных мезозойско-кайнозойских осадков. Толщина коры уменьшается с юга на север от 40 до 35 км [13]. Мощность литосферы по сейсмическим данным не определена, но из теоретических соображений и по аналогии с другими зонами перехода от континентальной к океанической коре можно предположить, что в южной части профиля она составляла 150 км, а севернее уменьшалась до 100–120 км.

В термической модели для этого времени был принят разрез литосферы, состоящий из четырех теплофизических слоев [11]: нижний слой – “верхняя мантия” с температуропроводностью  $10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с и теплопроводностью 3.2 Вт/(м · К). Мощность этого слоя составляла 100 км. Выше залегал слой “коро-мантийной смеси”, или нижней коры (?), мощностью 15 км; для него была взята температуропроводность  $8 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с и теплопроводность 2.9 Вт/(м · К). Гранитно-метаморфический слой имел температуропроводность  $5 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с и теплопроводность 2.5 Вт/(м · К). Такие значения характерны для перечисленных слоев пород и традиционно принимаются в термических моделях. Самый верхний слой – карбонатные консолидированные осадки – характеризовался в модели температуропроводностью  $4 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с и теплопроводностью 2.3 Вт/(м · К). В модели задавались граничные условия первого рода: температура на поверхности принималась равной 1°C (температура придонной воды), а на подошве литосферы – 1250°C. Внутри гранитно-метаморфического слоя

учитывалось тепловыделение радиогенной природы, а в мантии для соответствующего интервала профиля – рифтогенной природы<sup>2</sup> ( $Fi$ ). Интенсивность источников задавалась нормированной по величине ( $cp$ ) вещества, т.е.  $Fi = A/(cp)$ , где  $A$  – интенсивность тепловыделения в единице объема (в Вт/м<sup>3</sup>). Мощность радиогенного тепла была определена на основании измерений концентрации в породах Балтийского щита долгоживущих изотопов <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th и <sup>40</sup>K [1], и ее нормированное значение  $Fi$  составляло  $3.5 \times 10^{-13}$  К/с. Нормированная мощность источника рифтогенной природы (астеносферного выступа) рассчитывалась из предположения, что в позднем палеозое она была такой же, как в современных континентальных рифтах, например, в Байкале [6], в рифте Рио-Гранде [20] или в Кенийской зоне [21], и составляла  $12 \times 10^{-13}$  К/с. Начальные температуры в модели рассчитывались из решения одномерного стационарного уравнения Пуассона для слоистой модели с внутренними источниками только радиогенной природы и с указанными выше теплофизическими характеристиками и толщиной слоев. Термический источник рифтогенной природы “включался” на первом этапе моделирования. Шаг временной дискретизации на первом этапе моделирования составлял 50 млн. лет, т.е. в результате выполнения первого шага была зафиксирована термическая структура литосферы для времени 250 млн. лет тому назад (начало поздней перми). Полученные температуры в разрезе литосферы считались начальными для следующего этапа расчета нестационарного процесса, продолжительность которого была также 50 млн. лет, но на этом этапе был “выключен” источник рифтогенной природы, так как известно, что время жизни континентальных рифтовых систем не превышает 40 млн. лет [8], а вероятнее всего, меньше 30 млн. лет. После выполнения второго шага модель отражала термический режим для 200 млн. лет назад (граница среднего и позднего триаса).

На этом шаге было произведено изменение параметров модели. Если на первых двух временных шагах разрез включал всю литосферу, то для возраста 200 млн. лет нижняя граница разреза была ограничена глубиной 70 км, установленной по данным ГСЗ. На этой глубине задавался тепловой поток, определенный на предыдущем этапе расчета. Он изменялся вдоль профиля от 34 до 40 мВт/м<sup>2</sup>.

На разрезе коры геологическое строение отражено более детально. В модели учитывалась блоковая структура разреза, выраженная в наличии субвертикальных изгибов пластов на контак-

<sup>2</sup> Форма аномального термического источника рифтогенной природы ассоциировалась с астеносферным выступом (астенолитом).

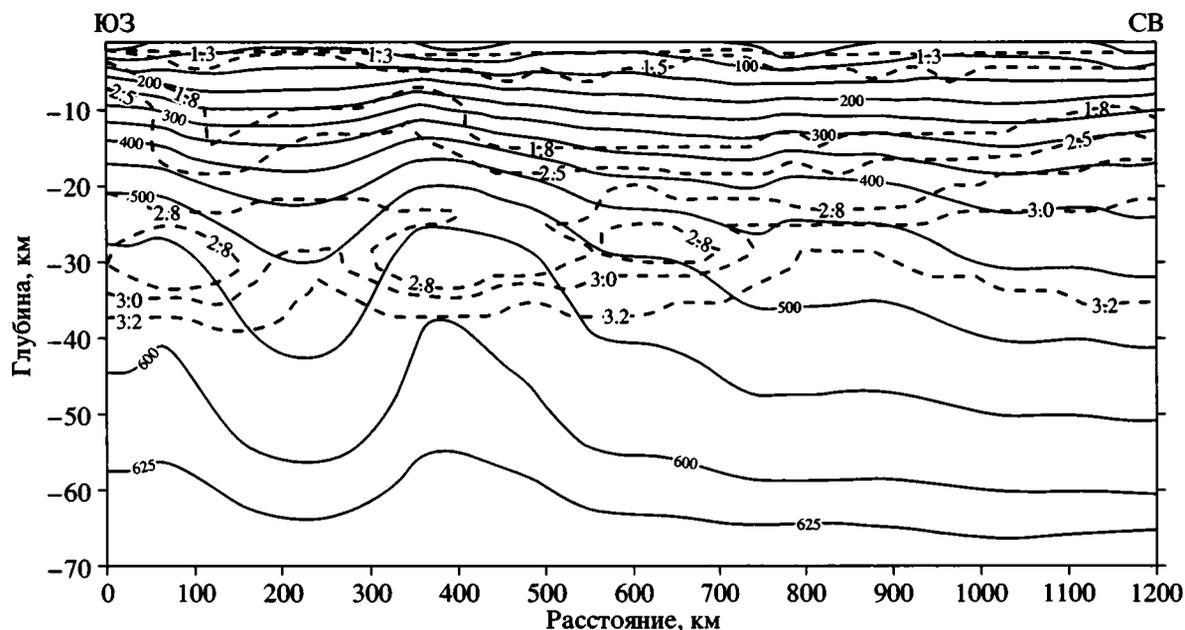


Рис. 3. Температурный разрез ( $^{\circ}\text{C}$ , сплошные линии) и распределение теплопроводности ( $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ , пунктирные линии) вдоль профиля ГСЗ-76 для времени 120 млн. лет назад

те пород гранитно-метаморфического комплекса с метаморфизованными осадочными отложениями палеозоя и базальтов с гипербазитами в юго-западной части профиля (интервал 100–200 км) (рис. 3). Эти блоки контактируют по разломным или флексурным зонам, возникшим, судя по возрасту осадочных пород, не позже среднего палеозоя. Такой возраст дислокаций позволяет предположить отсутствие в них современных проницаемых зон, по которым осуществляется теплоперенос, поэтому разломы и флексуры моделировались только как границы контрастных теплофизических сред.

В результате расчета данной теплофизической модели с шагом дискретизации 80 млн. лет было получено распределение температур в земной коре Баренцевоморского региона для времени 120 млн. лет (граница раннего и позднего мела) (см. рис. 3). Обращают на себя внимание две зоны искривления изотерм в интервалах 0–150 и 300–500 км по длине профиля. Их природа связана с наличием изолированных линз гранитно-метаморфических пород среди более мафических слоев. Пониженная теплопроводность гранитов по сравнению с базальтами и ультрабазитами и сложная геометрия слоев разреза обуславливает рефракцию глубинного теплового потока. Его плотность уменьшается на краях тел относительно пониженной теплопроводности из-за “обтекания теплового потока”, но увеличивается в пространстве между ними, так как энергия идет “по пути наименьшего сопротивления”. Это явление хорошо известно в теории потенциала и не требу-

ет дальнейших пояснений. Оно ярко проявляется в геотермическом поле на многих геологических объектах [15]. Здесь уместно заметить, что практически все искажения глубинного теплового потока, отмеченные по результатам моделирования, связаны со структурно-теплофизическими неоднородностями разреза (рис. 4, кривая 2). Влияние рельефа морского дна как фактора, вызывающего искривление изотерм и искажение глубинного теплового потока, для данного профиля пренебрежимо мало по сравнению с вышеописанным эффектом.

Оценка значений палеотемператур и тепловых потоков для этого времени весьма важна для прогнозирования глубины и конфигурации слоя нефтегазонакопления, так как возраст нефтей в южной части Баренцева моря оценивается как позднерурский–раннемеловой.

Следующий временной шаг рассчитан для возраста 60 млн. лет (эоцен). В это время не происходило каких-либо структурных перестроек, кроме продолжающегося осадконакопления терригенных толщ. Но скорость осадконакопления для этого времени настолько низка,<sup>3</sup> что сам процесс, как показали расчеты, не искажает глубинный тепловой поток.

<sup>3</sup> По данным [5], для плитного типа коры Баренцева моря скорость осадконакопления для времени 60 млн. лет составляла  $3 \times 10^{-2}$  мм/год. Это скорость седиментации, при которой тепловой поток испытывает незначительные искажения, не превышающие погрешность измерения.

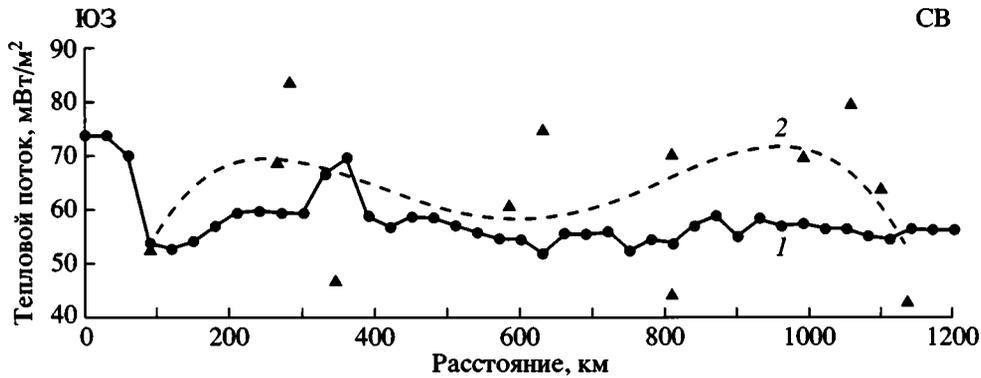


Рис. 4. Профили теплового потока вдоль геотраверса ГСЗ-76: 1 — модельный; 2 — осредненный измеренный; треугольники — наблюдаемый

Следовательно, тепловое поле для этого момента отражало только релаксационные явления после воздействия позднепалеозойского термического источника. Распределение температур и тепловых потоков для этого времени близко к тому, которое было получено для 120 млн. лет. Это говорит о том, что геотермическое поле становится квазистационарным, т.е. динамика его изменения во времени прекращается. Положение изотерм катагенетического температурного интервала (110 и 160°C) осталось на той же глубине, что и для предыдущего временного шага, т.е. от 4 до 5.5 км и от 4.5 до 6.5 км. Таким образом, приблизительно в конце позднего мезозоя в данном регионе установилось стационарное тепловое поле. На это же время указывают и геологические данные [5], свидетельствующие о том, что в юре и позднее, с уходом рифтогенной активности за пределы Баренцево-Карской плиты, на всей ее площади устанавливается пострифтовый этап эволюции.

Современная термическая структура получена для следующего временного шага (0 млн. лет). Профиль рассчитанного теплового потока на поверхности повторяет изгиб изотерм (рис. 5). Он достигает максимальных значений 65–67 мВт/м² в интервалах  $L = 500–700$  км и приурочен к выступам гранитно-метаморфических пород, кровля которых по сейсмическим данным расположена на глубине 4–6 км под поверхностью дна. Полученный по результатам моделирования фоновый тепловой поток составляет 54 мВт/м². Это значение оценивается путем осреднения рассчитанных по профилю тепловых потоков [15].

В пределах всего рассматриваемого профиля не наблюдается тренда теплового потока. Он практически постоянный, за исключением двух зон, указанных выше. Однако заметим, что в работе [17] отмечается существование тренда теплового потока, — по мнению авторов, он возрастает в северном направлении. Очевидно, в данном

случае был сделан поспешный вывод о закономерностях распределения теплового потока на основании анализа измеренных значений, искаженных поверхностными термическими воздействиями.

Здесь уместно прокомментировать расхождение между наблюдаемым (в среднем 65–75 мВт/м², см. рис. 4) и рассчитанным (модельным) тепловыми потоками. Измерения теплового потока вдоль трансбаренцевского геотраверса проводились в условиях шельфа или мелких абисселей. Как показывает опыт таких измерений [19, 22, 23], экзогенные искажения глубинного теплового потока проявляются до глубин моря 1–1.2 км, а при наличии придонных течений — и глубже. Косвенно о влиянии экзогенного фактора можно судить по наличию очень высокой дисперсии наблюдаемых значений теплового потока — от 0 до 594 мВт/м². Такой разброс данных не может быть вызван глубинными тепловыми источниками, и остается предположить наличие экзогенных искажающих факторов, выражающихся во влиянии сезонных колебаний температуры морского дна, изменений гидрологической обстановки (нестационарные придонные течения), вековых температурных колебаний (палеоклиматическое влияние). Обо всех этих искажающих факторах мы можем судить лишь качественно, анализируя колоссальную дисперсию измеренных тепловых потоков, а для получения их количественных оценок необходимо иметь результаты режимных температурных наблюдений, информацию о дебите и температуре придонных течений и гидрогеологические материалы о динамике подземных вод. В мелководных условиях единственным способом получения достоверной эмпирической информации о глубинном тепловом потоке является его измерение в глубоких скважинах, где амплитуда влияния экзогенной температурной волны становится меньше погрешности измерений температуры.

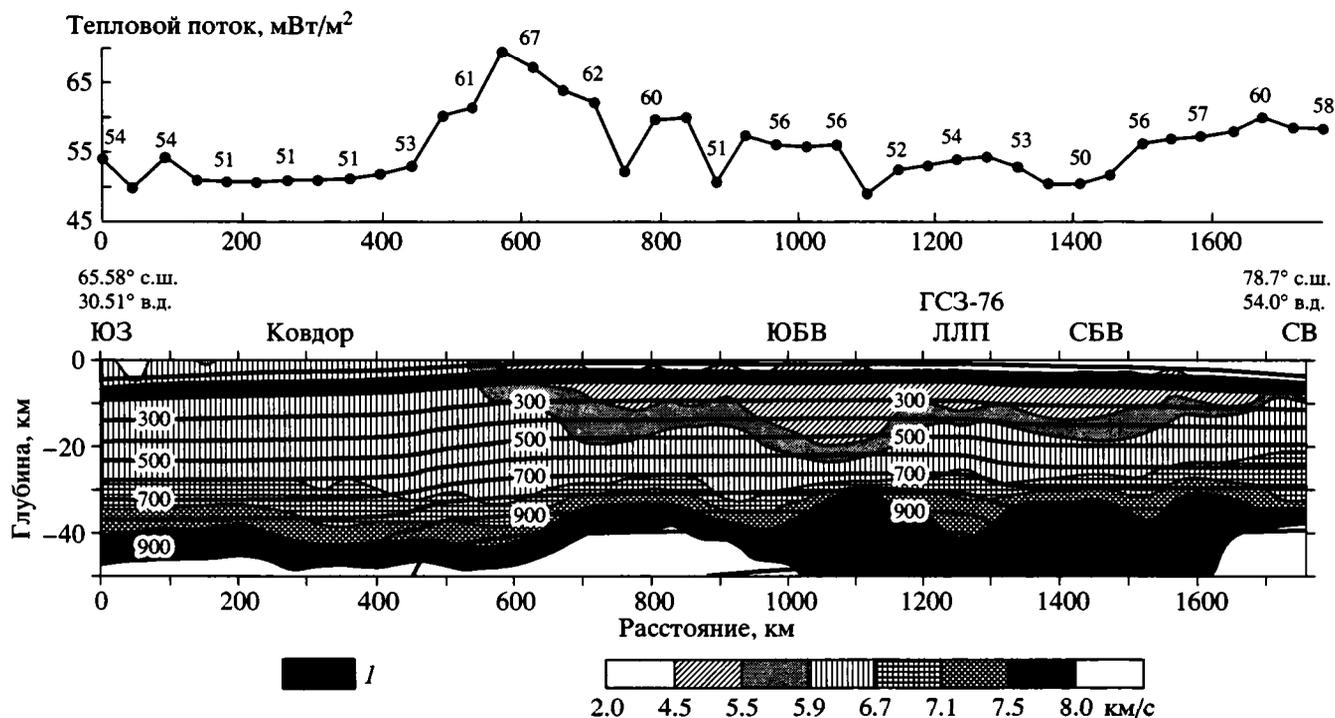


Рис. 5. Сейсмотомографический (границные скорости, км/с) и температурный (изолинии  $T$ , °C) разрезы по профилям Ковдор и ГСЗ-76; сверху – профиль теплового потока  
1 – интервал температур катагенеза органического вещества

На трансбаренцевском геотраверсе репером для сравнения наблюдаемых и “модельных” значений теплового потока являются результаты геотермических измерений по скважине СГ-3 в Печенгской мульде и по скважинам на островах Баренцева моря. Измерение в СГ-3 проведено высокоточной аппаратурой в условиях равновесных (выстоявшихся) температур в стволе скважины, неоднократно повторялось и сопровождалось измерениями в “скважинах-спутниках” [3, 9]. Детально изучен теплофизический разрез Кольской сверхглубокой скважины [2]. Все это позволяет говорить о том, что полученное в этой скважине значение теплового потока может являться реперным и с ним следует сравнивать результаты “модельного” расчета геотермического поля на юго-западном конце профиля. Значение теплового потока, измеренное в верхних 7 км ствола скважины, составляет 38–40 мВт/м<sup>2</sup>. Ниже 7 км наблюдается постепенное увеличение измеренного теплового потока до 50–55 мВт/м<sup>2</sup>. Эти значения считаются адекватными глубинному фоновому тепловому потоку, а некоторое его понижение в верхней части разреза интерпретаторы связывают с изменением гидродинамической обстановки в скважине, в большей степени, и с влиянием палеоклиматических колебаний, в меньшей степени. Таким образом, полученные нами “модельные” значения теплового потока вблизи поверх-

ности хорошо согласуются с оценками фонового теплового потока в скважине СГ-3. Заметим, что подобные же величины потока характеризуют весь клин континентальной коры. Отсюда следует, что если нами использован правдоподобный структурный и теплофизический разрезы, то и значения глубинного теплового потока вдоль профиля близки к истинным. Совпадение полученных при моделировании значений теплового потока и измерений отмечается также для скважин на о-ве Колгуев, где в скв. Бугринская и Песчаноозерская-3 установлены тепловые потоки 44–48 мВт/м<sup>2</sup>, а в скв. Песчаноозерская-1 – 52 мВт/м<sup>2</sup> [17]. Хотя эти скважины лежат вне профиля наших исследований, приведенные данные говорят о правильной оценке фонового теплового потока.

Таким образом, фоновый тепловой поток на акватории Баренцева моря выше, чем тепловой поток, характеризующий докембрийские структуры Балтийского щита. Это объясняется более молодыми (рифейско-палеозойскими) термическими источниками рифтогенной природы под акваторией по сравнению со смежными участками суши и, следовательно, более поздним прекращением активных тектонических и термических процессов.

## ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПО ОСНОВНЫМ ГЕОТРАВЕРСАМ

Геотермическое моделирование выполнено по сети сейсмотомографических разрезов в Баренцевом [16] и Карском морях [12], а также в западной части Евразийского сектора Северного Ледовитого океана (см. рис. 1).

Описанные выше теплофизические свойства слоев и параметры моделирования были универсальны для всех профилей, что обуславливалось универсальностью сейсмических скоростей и сейсмотомографической интерпретации этих толщ.

Глубинное сейсмическое профилирование в двухсудовом варианте (ШГСР) позволило впервые получить достоверную информацию о строении земной коры на всю ее мощность. Важно то, что в отличие от ГСЗ, КМПВ и глубокого параметрического бурения наблюдения за отражающими горизонтами, а значит, геометрией границ раздела сред, велись непрерывно.

Помимо новой информации о строении Баренцево-Карской шельфовой плиты, глубинные сейсмические профили показали ее достоверность, т.е. адекватность реальной картине. Сходимость результатов обработки профилей до деталей в месте их пересечения является доказательством достоверности представленных материалов.

Наиболее полной информацией о строении Баренцевского региона в целом обладает профиль Ковдор-ГСЗ-76 как самый протяженный, пересекающий все море с юго-запада на северо-восток, от кольской суши до архипелага Земля Франца Иосифа (см. рис. 5). Протяженность профиля превышает 1300 км [13].

На профиле отчетливо видно, что подо дном Баренцева моря присутствует весь разрез фанерозоя, причем наибольший объем и полнота разреза отмечаются для системы глубоких Южно- и Северо-Баренцевских впадин вместе с разделяющей их Лудловско-Лунинской перемычкой. Максимальная мощность фанерозойского разреза наблюдается в Южно-Баренцевской впадине (до 22 км). Несколько меньшие цифры (до 18 км) для перемычки и для Северо-Баренцевской впадины. На бортах Баренцевского мегапрогиба мощность чехла значительно сокращается. Для Земли Франца-Иосифа она уменьшается до 10–11 км. При этом следует учитывать, что основной объем осадочной толщи здесь приходится на мощнейшие пермско-триасовые морские сероцветы. К кольской суши на южном конце профиля осадочный чехол сокращается до 3 км и менее.

Впервые ШГСР показало, что наибольшие мощности палеозойских толщ наблюдаются именно в Баренцевском мегапрогибе (до 10 км в будущей Южно-Баренцевской впадине). На бортах прогиба мощность палеозоя резко сокраща-

ется до 1–3 км. На отдельных участках профиля удается выделить до 5 сейсмофациальных комплексов в палеозойской части разреза. Профиль однозначно указывает на существование в палеозое обширного бассейна морского осадконакопления. Об этом же свидетельствует увеличение мористости отложений к центру бассейна, существование на его палеобортах в ранней перми рифов и отсутствие синхронных карбонатных пород в глубоководной центральной части.

Тепловой поток, определенный с помощью моделирования, также подтверждает относительную выдержанность палеозойских и нижележащих толщ вдоль этого профиля. Он в среднем не отличается от фоновых значений (выше было дано определение фонового значения для этого профиля – 54 мВт/м<sup>2</sup>), изменяясь от 51 до 67 мВт/м<sup>2</sup>. Наибольшие значения вдоль профиля приурочены к зоне выклинивания терригенно-карбонатной толщи на краю континента, что объясняется структурным эффектом – рефракцией глубинного потока тепла в относительно низкотеплопроводных породах. У нас нет оснований говорить о значительной роли конвективного теплопереноса ниже глубины сезонных колебаний температуры. Таким образом, тепловой поток здесь чисто кондуктивный, а его незначительные вариации можно связать со структурно-геологическим фактором.

Весьма информативен короткий профиль ШГСР-3, который иллюстрирует зону сочленения архипелага Новая Земля с восточным бортом Лудловско-Лунинской перемычки [5]. Здесь выделено три блока, соответствующих с запада на восток восточному борту мегапрогиба, Адмиралтейскому валу и прогибу Седова. Наиболее полный разрез осадочного чехла установлен на восточном борту мегапрогиба. Здесь отмечается только нижняя консолидированная кора и линзовидная аномалия в мантии. Совсем другая картина наблюдается на Адмиралтейском валу, где осадочный чехол редуцирован. Второй структурный этаж чехла представлен только нижним триасом (здесь пробурена скважина), а третий этаж, вероятно, только девонско-каменноугольными отложениями. Это подтверждает возможность существования в течение раннего-среднего палеозоя непосредственно к западу от Новой Земли обширной области воздымания. И только к французскому веку она была вовлечена в прогибание. В прогибе Седова разрез палеозоя уже более полный. Оба восточных блока, соседствующих с Новой Землей, объединяют субконтинентальный тип кристаллической коры и погружение поверхности М под архипелаг Новая Земля.

Температурный разрез и профиль теплового потока здесь весьма характерны для зон сокращения (или выклинивания) осадочного чехла, что

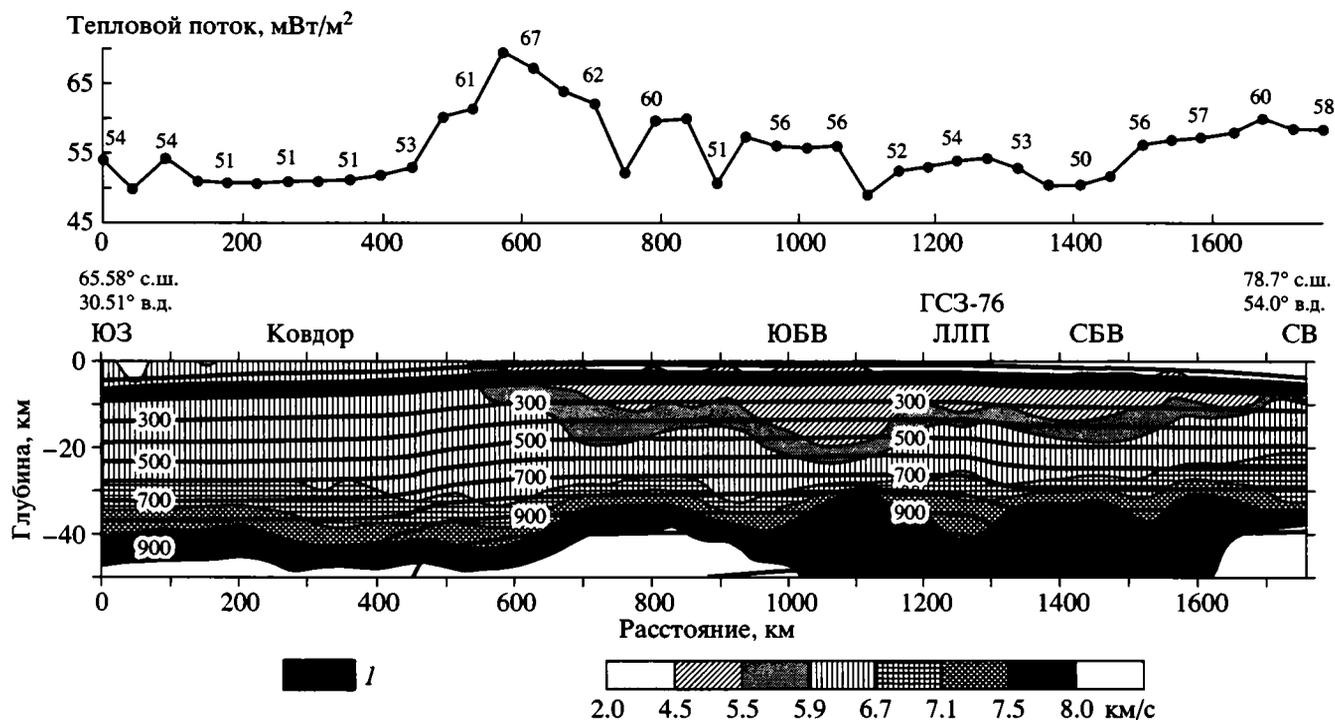


Рис. 5. Сейсмотомографический (границные скорости, км/с) и температурный (изолинии  $T$ , °C) разрезы по профилям Ковдор и ГСЗ-76; сверху – профиль теплового потока

1 – интервал температур катагенеза органического вещества

На трансбаренцевском геотраверсе репером для сравнения наблюдаемых и “модельных” значений теплового потока являются результаты геотермических измерений по скважине СГ-3 в Печенгской мульде и по скважинам на островах Баренцева моря. Измерение в СГ-3 проведено высокоточной аппаратурой в условиях равновесных (выстоявшихся) температур в стволе скважины, неоднократно повторялось и сопровождалось измерениями в “скважинах-спутниках” [3, 9]. Детально изучен теплофизический разрез Кольской сверхглубокой скважины [2]. Все это позволяет говорить о том, что полученное в этой скважине значение теплового потока может являться реперным и с ним следует сравнивать результаты “модельного” расчета геотермического поля на юго-западном конце профиля. Значение теплового потока, измеренное в верхних 7 км ствола скважины, составляет 38–40 мВт/м<sup>2</sup>. Ниже 7 км наблюдается постепенное увеличение измеренного теплового потока до 50–55 мВт/м<sup>2</sup>. Эти значения считаются адекватными глубинному фоновому тепловому потоку, а некоторое его понижение в верхней части разреза интерпретаторы связывают с изменением гидродинамической обстановки в скважине, в большей степени, и с влиянием палеоклиматических колебаний, в меньшей степени. Таким образом, полученные нами “модельные” значения теплового потока вблизи поверх-

ности хорошо согласуются с оценками фонового теплового потока в скважине СГ-3. Заметим, что подобные же величины потока характеризуют весь клин континентальной коры. Отсюда следует, что если нами использован правдоподобный структурный и теплофизический разрезы, то и значения глубинного теплового потока вдоль профиля близки к истинным. Совпадение полученных при моделировании значений теплового потока и измерений отмечается также для скважин на о-ве Колгуев, где в скв. Бугринская и Песчаноозерская-3 установлены тепловые потоки 44–48 мВт/м<sup>2</sup>, а в скв. Песчаноозерская-1 – 52 мВт/м<sup>2</sup> [17]. Хотя эти скважины лежат вне профиля наших исследований, приведенные данные говорят о правильной оценке фонового теплового потока.

Таким образом, фоновый тепловой поток на акватории Баренцева моря выше, чем тепловой поток, характеризующий докембрийские структуры Балтийского щита. Это объясняется более молодыми (рифейско-палеозойскими) термическими источниками рифтогенной природы под акваторией по сравнению со смежными участками суши и, следовательно, более поздним прекращением активных тектонических и термических процессов.

## ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПО ОСНОВНЫМ ГЕОТРАВЕРСАМ

Геотермическое моделирование выполнено по сети сейсмотомографических разрезов в Баренцевом [16] и Карском морях [12], а также в западной части Евразийского сектора Северного Ледовитого океана (см. рис. 1).

Описанные выше теплофизические свойства слоев и параметры моделирования были универсальны для всех профилей, что обуславливалось универсальностью сейсмических скоростей и сейсмотомографической интерпретации этих толщ.

Глубинное сейсмическое профилирование в двухсудовом варианте (ШГСР) позволило впервые получить достоверную информацию о строении земной коры на всю ее мощность. Важно то, что в отличие от ГСЗ, КМПВ и глубокого параметрического бурения наблюдения за отражающими горизонтами, а значит, геометрией границ раздела сред, велись непрерывно.

Помимо новой информации о строении Баренцево-Карской шельфовой плиты, глубинные сейсмические профили показали ее достоверность, т.е. адекватность реальной картине. Сходимость результатов обработки профилей до деталей в месте их пересечения является доказательством достоверности представленных материалов.

Наиболее полной информацией о строении Баренцевского региона в целом обладает профиль Ковдор-ГСЗ-76 как самый протяженный, пересекающий все море с юго-запада на северо-восток, от кольской суши до архипелага Земля Франца Иосифа (см. рис. 5). Протяженность профиля превышает 1300 км [13].

На профиле отчетливо видно, что подо дном Баренцева моря присутствует весь разрез фанерозоя, причем наибольший объем и полнота разреза отмечаются для системы глубоких Южно- и Северо-Баренцевских впадин вместе с разделяющей их Лудловско-Луниной перемычкой. Максимальная мощность фанерозойского разреза наблюдается в Южно-Баренцевской впадине (до 22 км). Несколько меньшие цифры (до 18 км) для перемычки и для Северо-Баренцевской впадины. На бортах Баренцевского мегапрогиба мощность чехла значительно сокращается. Для Земли Франца-Иосифа она уменьшается до 10–11 км. При этом следует учитывать, что основной объем осадочной толщи здесь приходится на мощнейшие пермско-триасовые морские сероцветы. К кольской суше на южном конце профиля осадочный чехол сокращается до 3 км и менее.

Впервые ШГСР показало, что наибольшие мощности палеозойских толщ наблюдаются именно в Баренцевском мегапрогибе (до 10 км в будущей Южно-Баренцевской впадине). На бортах прогиба мощность палеозоя резко сокраща-

ется до 1–3 км. На отдельных участках профиля удается выделить до 5 сейсмофациальных комплексов в палеозойской части разреза. Профиль однозначно указывает на существование в палеозое обширного бассейна морского осадконакопления. Об этом же свидетельствует увеличение мористости отложений к центру бассейна, существование на его палеобортах в ранней перми рифов и отсутствие синхронных карбонатных пород в глубоководной центральной части.

Тепловой поток, определенный с помощью моделирования, также подтверждает относительную выдержанность палеозойских и нижележащих толщ вдоль этого профиля. Он в среднем не отличается от фоновых значений (выше было дано определение фонового значения для этого профиля – 54 мВт/м<sup>2</sup>), изменяясь от 51 до 67 мВт/м<sup>2</sup>. Наибольшие значения вдоль профиля приурочены к зоне выклинивания терригенно-карбонатной толщи на краю континента, что объясняется структурным эффектом – рефракцией глубинного потока тепла в относительно низкотеплопроводных породах. У нас нет оснований говорить о значительной роли конвективного теплопереноса ниже глубины сезонных колебаний температуры. Таким образом, тепловой поток здесь чисто кондуктивный, а его незначительные вариации можно связать со структурно-геологическим фактором.

Весьма информативен короткий профиль ШГСР-3, который иллюстрирует зону сочленения архипелага Новая Земля с восточным бортом Лудловско-Луниной перемычки [5]. Здесь выделено три блока, соответствующих с запада на восток восточному борту мегапрогиба, Адмиралтейскому валу и прогибу Седова. Наиболее полный разрез осадочного чехла установлен на восточном борту мегапрогиба. Здесь отмечается только нижняя консолидированная кора и линзовидная аномалия в мантии. Совсем другая картина наблюдается на Адмиралтейском валу, где осадочный чехол редуцирован. Второй структурный этаж чехла представлен только нижним триасом (здесь пробурена скважина), а третий этаж, вероятно, только девонско-каменноугольными отложениями. Это подтверждает возможность существования в течение раннего-среднего палеозоя непосредственно к западу от Новой Земли обширной области воздымания. И только к французскому веку она была вовлечена в прогибание. В прогибе Седова разрез палеозоя уже более полный. Оба восточных блока, соседствующих с Новой Землей, объединяют субконтинентальный тип кристаллической коры и погружение поверхности М под архипелаг Новая Земля.

Температурный разрез и профиль теплового потока здесь весьма характерны для зон сокращения (или выклинивания) осадочного чехла, что

наблюдается по сейсмическим данным на Адмиралтейском валу. Тепловой поток монотонно возрастает от Лудловско-Лунинской структуры (63–64 мВт/м<sup>2</sup>) в сторону Адмиралтейского вала (68–70 мВт/м<sup>2</sup>), т.е. увеличивается вдоль профиля на 10%. Это характерно для областей, где низкотеплопроводные осадочные породы сменяются более теплопроводным метаморфическим комплексом.

Профиль 38701 интересен, прежде всего, четкой стратификацией нижнего структурного этажа осадочного чехла на четыре сейсмофациальных комплекса. Здесь в основании чехла впервые выделены слоистые рифейские толщи между рефлекторами К<sub>0</sub> и VI в пределах обширного Западно-Кольского прогиба. Мощность рифея в наиболее погруженных частях прогиба достигает 4 км. Выше рифея плащеобразно залегают четко слоистые кембрийско-силурийские карбонатные отложения. Их мощность выдержана по разрезу и не превышает 1.5–2.0 км. Следующий грабеновый (или рифтовый?) комплекс отнесен к раннему–среднему девону. По профилю к центру прогиба девонские толщи образуют сигмовидные тела бокового наращивания, достигая 5–6 км мощности в наиболее погруженных участках. Выше снова трансгрессивно относительно тонким слоем ложатся послефранские осадки. Их мощность не превышает 1.5–2 км.

На границе Кольско-Канинской моноклинали с Западно-Кольским прогибом установлена узкая, всего 10 км шириной, ограниченная глубинными разломами зона дислоцированных толщ, вероятно, являющаяся северо-западным фрагментом продолжения Тимано-Печорских байкалид. Верхнерифейские толщи разбиты многочисленными разломами позднебайкальского возраста. Примечательно, что практически отсутствуют блоковые перемещения по разломам.

Наиболее полный разрез осадочного чехла наблюдается только в прогибе, что свидетельствует о его древнем заложении. На смежных поднятиях (Кольско-Канинской моноклинали и Мурманском массиве) разрез чехла редуцирован, и прежде всего за счет выпадения из разреза либо сокращения мощности грабеновых комплексов рифея и девона. Это относится и к мощным пермско-триасовым толщам следующего структурного этажа, которые в большом объеме накапливались в Западно-Кольском прогибе.

Полученный в результате моделирования геотермический разрез показывает удивительную симметрию распределения температур и тепловых потоков относительно Кольско-Канинской моноклинали и Мурманского массива. Ограничивающие эти антиклинальные структуры впадины характеризуются относительным понижением теплового потока (до 58–60 мВт/м<sup>2</sup>) по сравнению

с тепловыми потоками на Кольско-Канинской структуре (68–69 мВт/м<sup>2</sup>). В температурном поле мы видим “термический купол”, отчетливо проявляющийся на глубинах 10–20 км. Все эти особенности распределения геотермических полей – результат пертурбации глубинного тепла в условиях структурно-теплофизических неоднородностей.

Структура западной части моря изучена на основании интерпретации профилей глубинного сейсмического профилирования МПВ-83, МПВ-8 и 90243.

Профиль МПВ-83 в юго-западной части проходит через Свальбардскую антеклизу, пересекает вал, разделяющий эту структуру и Баренцево-Северо-Карский мегапрогиб, и далее идет по этому мегапрогибу, но вдоль его простиранья располагается палеогеновый рифтогенный прогиб, в основании которого находится неокон-эоценовый рифтовый комплекс. Вдоль всего прогиба наблюдается выдержанность мощности терригенно-карбонатного комплекса и его плавное опускание с глубины 3–4 км в юго-западной части профиля до глубины 5–7 км – в северо-восточной. Можно говорить о том, что расположение данного профиля по простиранью основных структурно-неоднородных объектов обусловило субгоризонтальную картину сейсмогеологических границ (рис. 6).

Как известно, явление рефракции теплового потока происходит только при сосуществовании двух факторов – наличии контраста теплофизических свойств и присутствии структурно-геологических неоднородностей, т.е. отклонения от “плоско-параллельного” разреза. В данном случае мы наблюдаем однородность теплового потока вдоль профиля (см. рис. 6). Его значения составляют 59–60 мВт/м<sup>2</sup>, и лишь в местах куполообразных поднятий терригенно-карбонатного комплекса (интервалы 0–50 и 180–230 км) наблюдаются незначительные, менее 10% от фоновых значений, отклонения теплового потока. Этот профиль обеспечен только одной скважиной, где были проведены фактические измерения температуры и теплового потока, поэтому рассчитанные в модели абсолютные величины тепловых потоков можно считать приблизительноными, хотя относительная картина вариации его значений вдоль профиля может измениться, по-видимому, только при пересмотре результатов сейсмической интерпретации.

Профиль 90243 субмеридионального простиранья приурочен к Свальбардской антеклизе (рис. 7).

На сейсмотомографическом разрезе видно, что слои нижней коры со скоростями от 6.7 до 7.5 км/с в северном направлении, т.е. к архипелагу Свальбард, увеличиваются в мощности и приближаются к поверхности. Одновременно сокра-

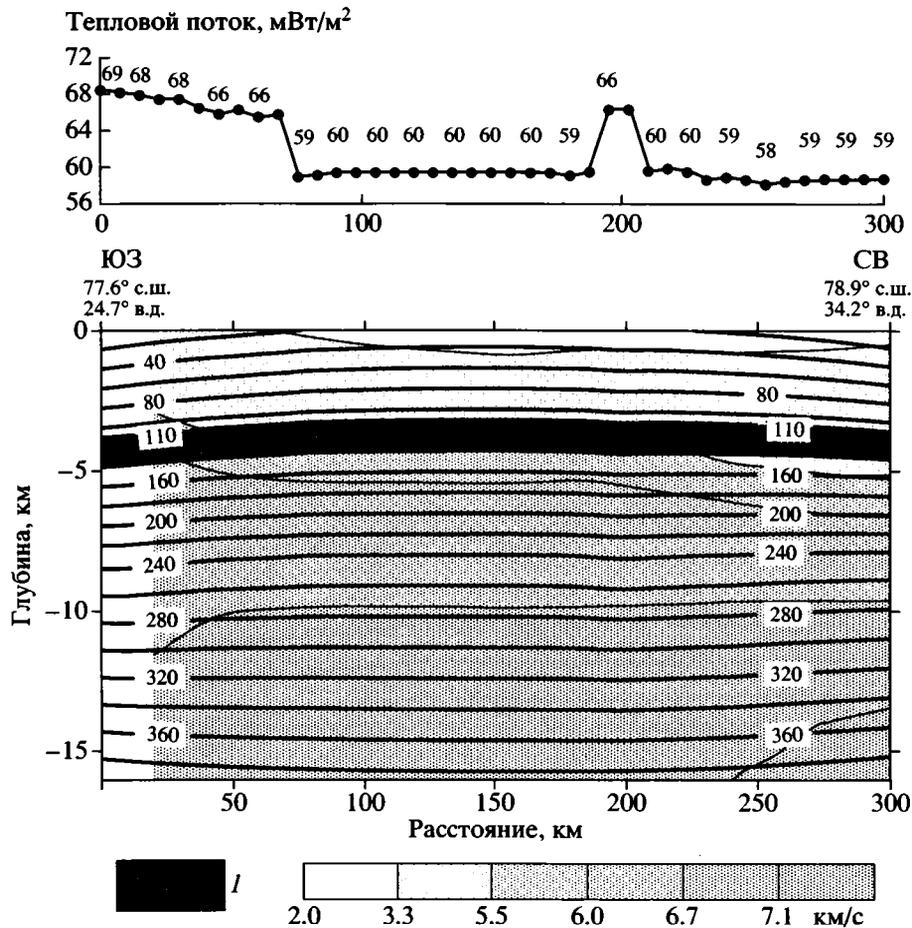


Рис. 6. Сейсмотомографический и температурный разрезы вдоль профиля МПВ-83  
Условные обозначения см. на рис. 5

щается мощность терригенных отложений. Эти факторы вызывают разнонаправленные эффекты влияния на тепловое поле. При их суперпозиции оказывается, что тепловой поток на профиле остается практически постоянным (77–80 мВт/м<sup>2</sup>) за исключением глубокого бассейна терригенного осадконакопления в южной части профиля, где тепловой поток понижается до 70 мВт/м<sup>2</sup>. По причинам, описанным выше, нельзя гарантировать полную достоверность абсолютных значений теплового потока, отмеченного на рис. 7. Результаты моделирования отражают лишь относительное изменение потока на фоне принятых граничных условий для этого разреза.

Меридиональный профиль МПВ-8 имеет длину около 1000 км и пересекает весь Баренцевский мегапрогиб. Он имеет общие точки с профилями ГСЗ-76 и 89000, поэтому результаты структурных построений и геотермического моделирования в точках пересечения были сопоставлены для разных профилей и показали весьма близкую сходимость.

Температуры рассчитаны до глубины 30 км, где они составляют более 700°С. Картина изотерм и профиль теплового потока отражают конфигурацию терригенного и терригенно-карбонатного комплексов, однако пространственные вариации теплового потока по абсолютным величинам незначительные. Так, тепловой поток на протяжении такого длинного профиля колеблется в пределах всего 55–65 мВт/м<sup>2</sup>, что в общем-то обуславливается и слабым контрастом теплофизических свойств, и отсутствием резких структурных неоднородностей, и малой скоростью осадконакопления. Измеренные вдоль профиля на трех станциях величины теплового потока имеют значения 53, 62 и 68 мВт/м<sup>2</sup>, т.е. практически полностью совпадают с модельными.

Строение Южно-Карской впадины изучено сейсмическими работами МОВ и МПВ, а также гравимагнитными методами. Результаты этих работ показывают, что впадина представляет собой рифтогенный бассейн мезозойского возраста с заметно утоненной континентальной корой (до 26–30 км) и резко дифференцированной структурой.

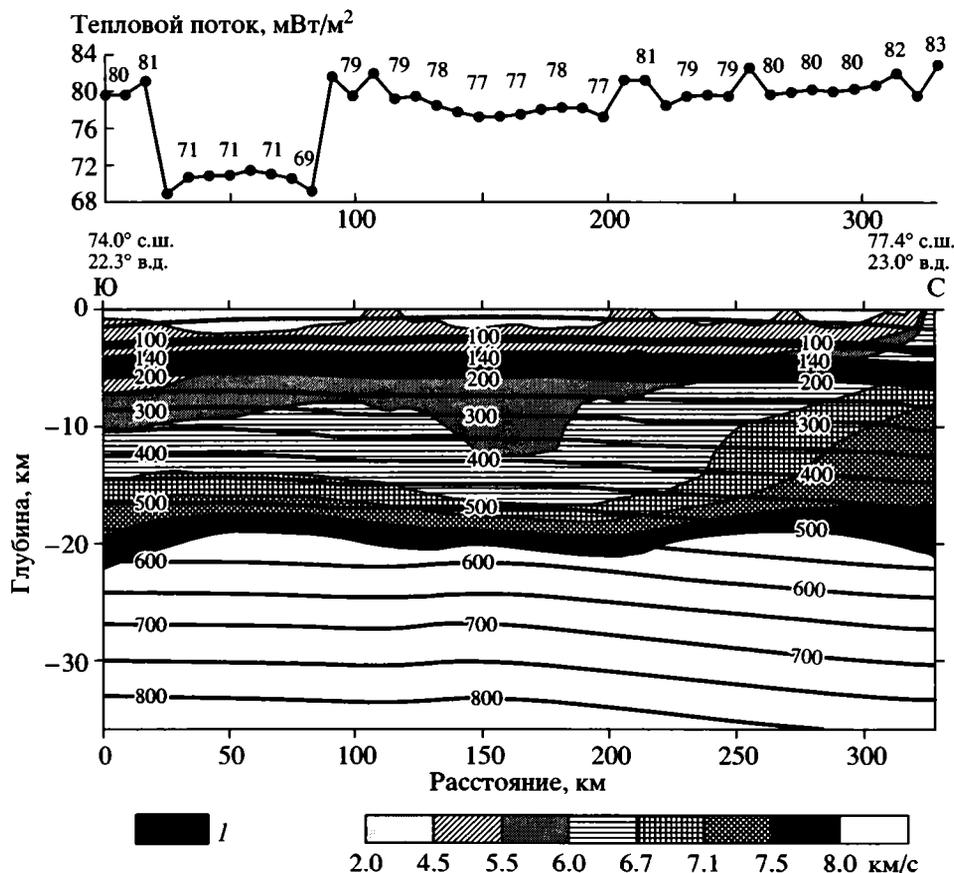


Рис. 7. Сейсмотомографический и температурный разрезы вдоль профиля 90243  
Условные обозначения см. на рис. 5

рой поверхности фундамента. Крупнейшие разломы имеют явно выраженный литрический облик, а амплитуда смещений по ним достигает 3–6 км [4]. Основные тектонические элементы рифтовой системы сформированы в результате последовательного отрыва крупных клиновидных блоков и пластин консолидированной коры по зонам разломов, выполаживающимся и затухающим в нижнекоревом слое. Растяжение земной коры в Южно-Карской впадине составляет около 20%, что близко к значениям растяжения в рифтогенных Южно-Баренцевской и Североморской впадинах. Геодинамический режим растяжения всегда сопровождается повышением температур и теплового потока. Именно такой характер геотермического поля наблюдается нами в Южно-Карской впадине.

Южно-Карский седиментационный бассейн, являющийся подводным замыканием Западно-Сибирского мегабассейна, по углеводородному потенциалу является крупнейшим на арктическом шельфе России. Все ресурсы углеводородов приурочены к мезозойским отложениям и представлены в подавляющей своей части газом.

Для описания структуры коры в Карском море были использованы 24 профиля, полученные как в результате глубинного сейсмического профилирования по длинным геотраверсам (10 профилей) (см. рис. 2.), так и в результате обработки информации по коротким профилям МОВ (14 профилей) [13]. Вдоль каждого из них был выполнен расчет глубинных температур с помощью программного пакета "TERMGRAF". В качестве граничного условия на нижней границе задавался тепловой поток, измеренный в нескольких разведочных скважинах на акватории: (73–76 мВт/м<sup>2</sup> – в западной части и 53 мВт/м<sup>2</sup> – в восточной части, западнее архипелага Арктического Института), у западного побережья п-ова Ямал (54–58 мВт/м<sup>2</sup>) и на о-ве Белый (54–59 мВт/м<sup>2</sup>) (см. рис. 2). Результаты моделирования по одному из профилей показаны на рис. 8. При расчете использовались значения теплофизических свойств слоев коры, адекватные установленным граничным скоростям (см. таблицу).

По тектонической структуре Западно-Арктический регион является типичной мозаичной областью, что не позволяет для него остановиться на методике двухмерного геотермического моде-

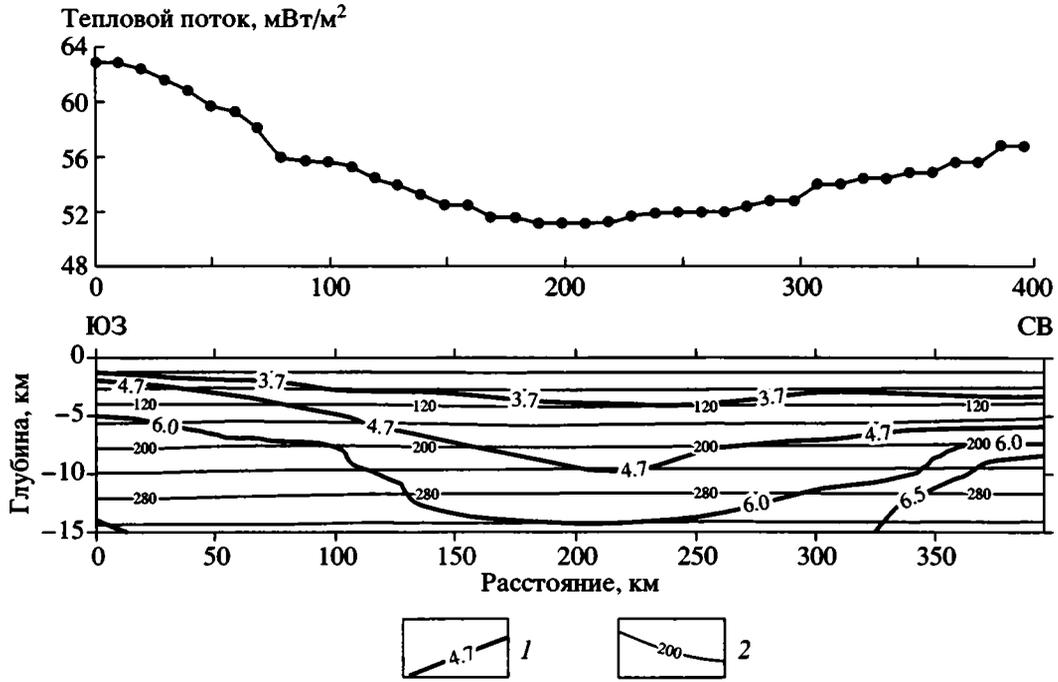


Рис. 8. Сейсмический и геотермический разрезы вдоль профиля 88434 в Карском море; сверху – профиль теплового потока

1 – сейсмические границы и значения граничных скоростей, км/с; 2 – изотермы, °C

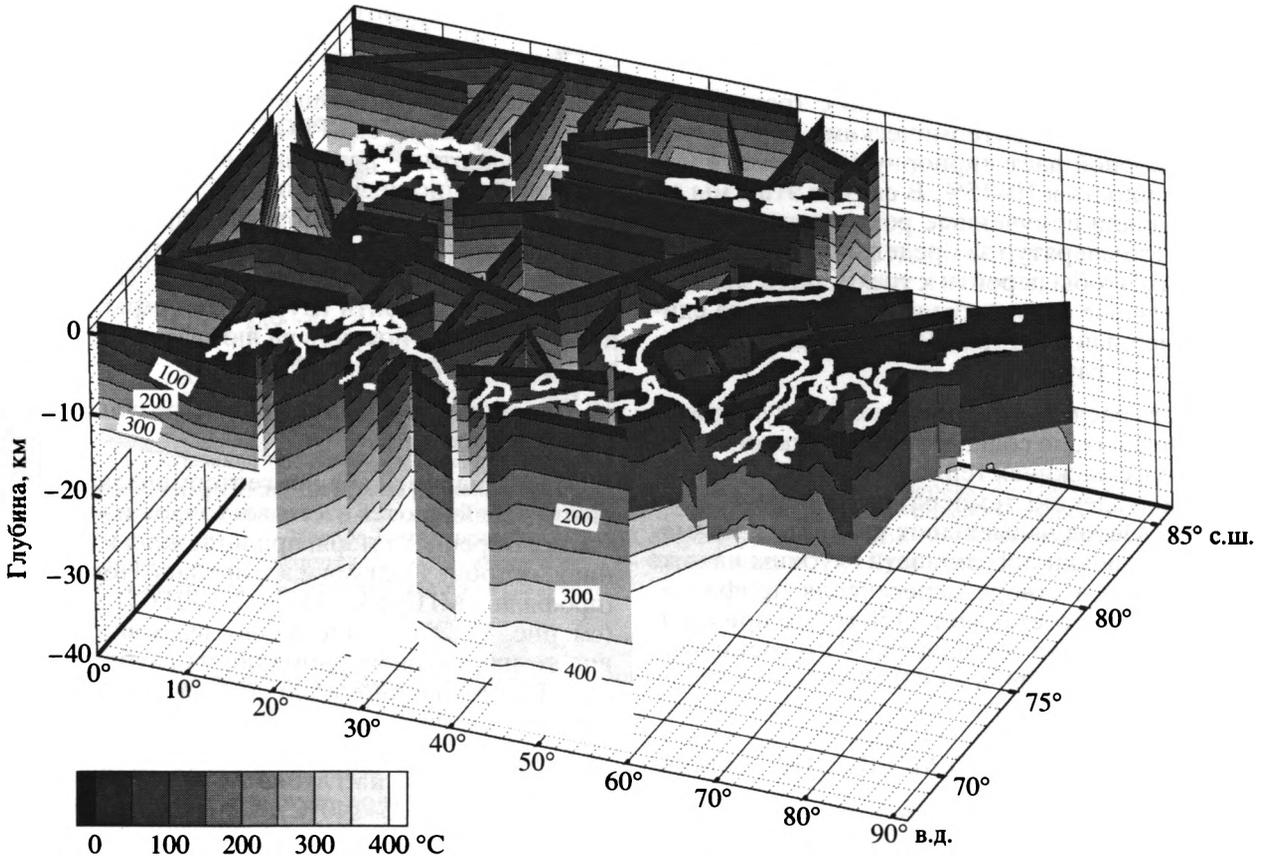


Рис. 9. Результаты 2-D моделирования температур вдоль геотравверсов (см. рис. 1), отображенные в трехмерном плоте

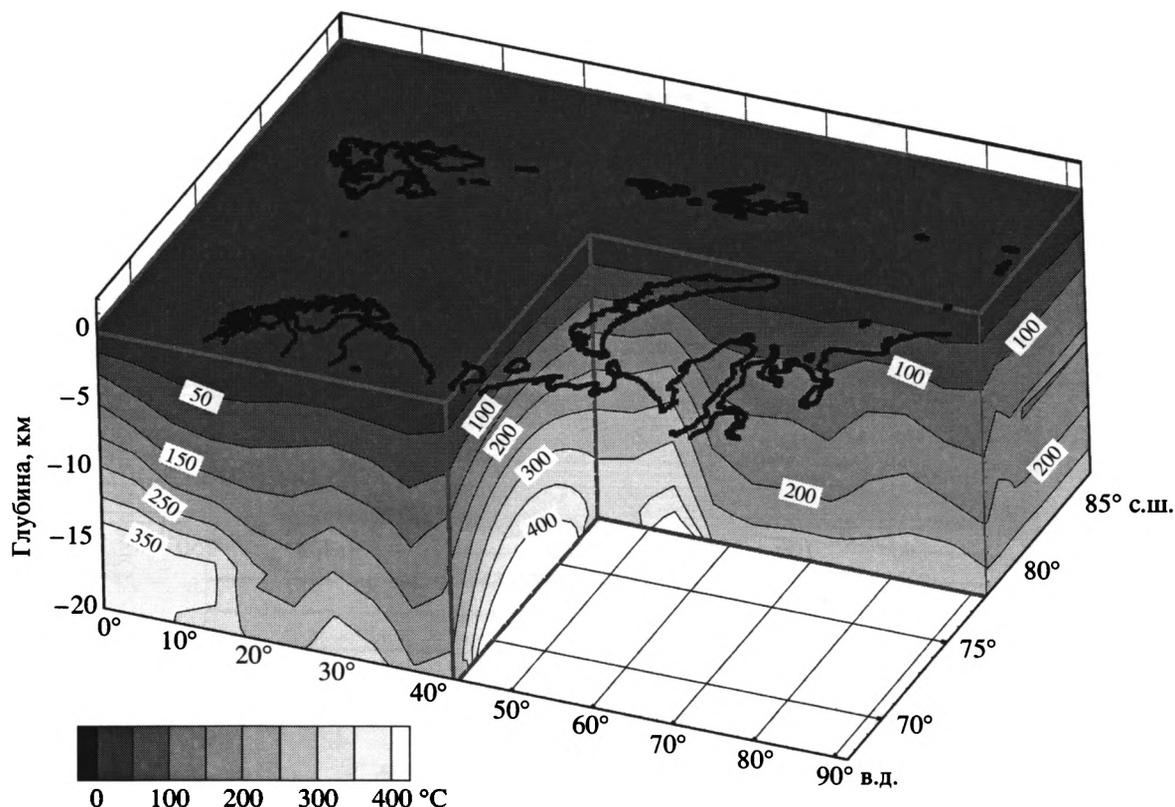


Рис. 10. 3-D температурный разрез Западно-Арктического региона

лирования, которое по сравнению с трехмерной моделью с теми же геотермическими параметрами и геометрией дает априорную систематическую погрешность в 10–15%. В связи с этим мы не распространяли полученные результаты расчета глубинных температур за пределы створа профиля. Для того чтобы перейти к трехмерной модели, все профильные створы были помещены на единый трехмерный плот (рис. 9) в координатах: широта–долгота–глубина.

Точность расчетов оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей, показал, что она составляет  $\pm 150$  м, что при средней глубине расчета температур 30 км составляет относительную погрешность 0.5%.

### ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ 3D-МОДЕЛИРОВАНИЕ

Особенностью трехмерного моделирования является установление температур, а следовательно, и всех остальных геотермических параметров в геометрии широта–долгота–глубина для

всего региона. С помощью объемной интерполяции программы “TECPLLOT” мы получили трехмерную картину распределения температур на всю глубину исследования (до 35 км) и для всего региона (рис. 10). Аналогичная процедура была применена и для рисовки трехмерной картины распределения теплового потока. Программа позволяет построить глубинные срезы температур и тепловых потоков на любой глубине, а также изотермические поверхности.

Проанализируем полученные результаты моделирования.

Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к п-ову Канину, острову Колгуев и архипелагу Новая Земля (профили МПВ-84, ГСЗ-82, ШГСП-3, 38701) (см. рис. 1). Это, естественно, вызывает появление температурных аномалий на глубинных срезах. Величина аномалий температуры относительно фоновых значений изменяется от  $+20^\circ\text{C}$  на глубине 3 км (при фоновых температурах 90– $100^\circ\text{C}$ ) до  $+40^\circ\text{C}$  на глубине 5 км (при фоновых температурах 125– $140^\circ\text{C}$ ). Однако эти аномалии связаны не с высоким глубинным тепловым потоком в этом районе, а с относительно пониженной теплопроводностью разреза, так как в сторону

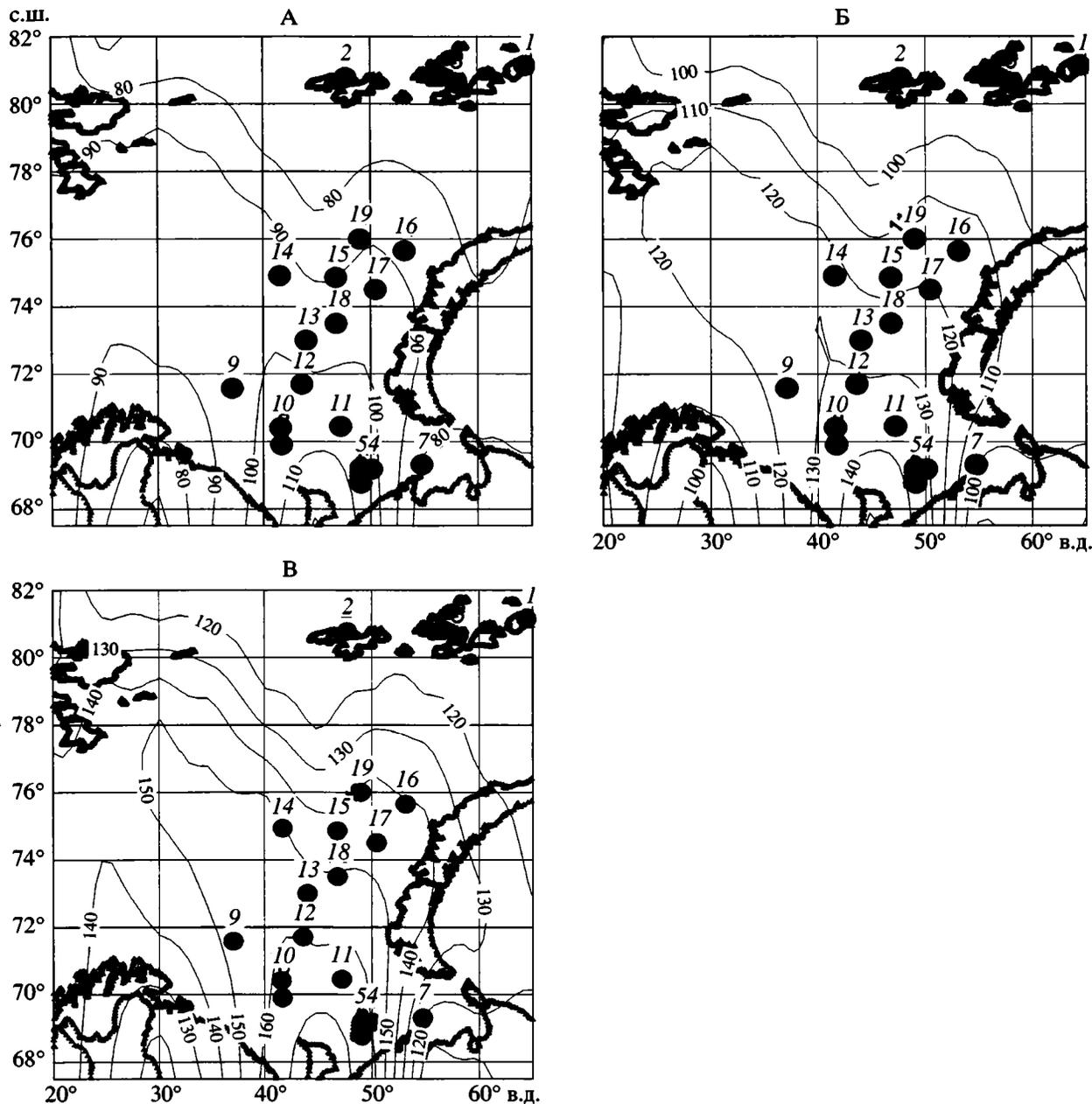


Рис. 11. Распределение температур в Баренцевом море на глубине 3 (А), 4 (Б) и 5 км (В)

Закрашенными кружками показано расположение продуктивных скважин. 1 – Северная, 2 – Нагурская, 3 – Хейса, 4 – Песчаноозерская (нефть), 5 – Ижимко-Таркская (нефть), 6 – Бугринская (газ), 7 – Северо-Гуляевская (нефть + газ), 8 – Мурманская (газ), 9 – Северо-Кильдинская (газ), 10 – Северо-Мурманская (газ), 11 – Куренцовская (нефть), 12 – Арктическая, 13 – Штокмановская-1 (газ + конденсат), 14 – Ферсмановская, 15 – Лудловская-1 (газ), 16 – Адмиралтейская, 17 – Крестовая, 18 – Ледовая (газ), 19 – Лунинская

континента увеличивается мощность сравнительно низкотеплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Тем не менее юго-восточная и восточная части Баренцева моря характеризуются подъемом изотермических поверхностей, в том числе и тех, которые контролируют температурный интервал катагенеза углеводородного вещества. С этим, по-видимому, связана приурочен-

ность уже открытых нефтегазовых месторождений именно к “температурному куполу” на юго-востоке и востоке моря, что хорошо иллюстрируется рис. 11.

Нами не исключается возможность нахождения месторождений в других частях Баренцева моря на большей глубине. Пользуясь теми же интерпретационными критериями о приуроченнос-

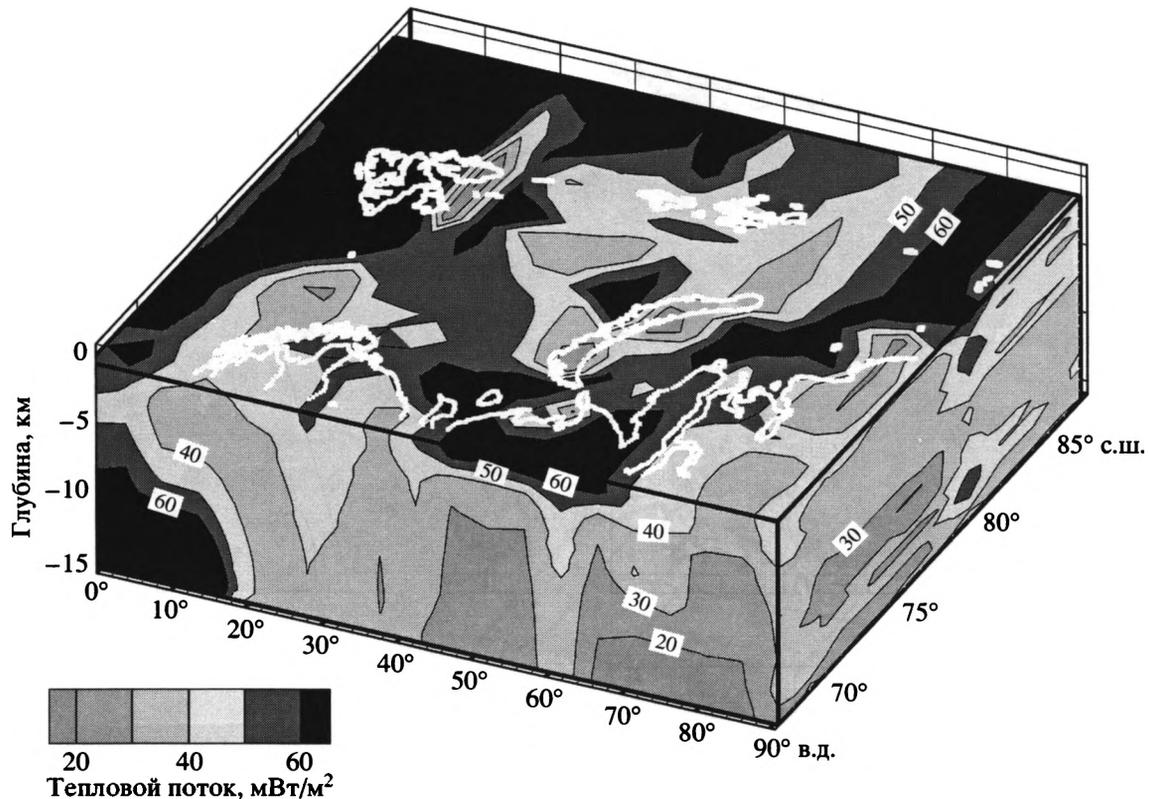


Рис. 12. Трехмерный плот, показывающий распределение теплового потока

ти месторождений к температурному интервалу катагенеза, можно предположить их нахождение на глубинах 6–8 км в юго-западной и западной частях моря (профили МПВ-8, ГСЗ-76, 89000) и на глубинах 5.5–7.0 км – в северо-западной части (профили МПВ-83, 84103, МПВ-95).

По-видимому, сходная ситуация существует и в Карском море – термический купол Южно-Карской впадины пространственно совпадает с локализацией крупнейших месторождений углеводородов – Русановского и Ленинградского (см. рис. 2 и 10).

Анализируя трехмерную температурную модель, можно видеть подъем изотерм на всем интервале глубин (до 15 км) в Южно-Карской впадине, что свидетельствует о существовании аномалии теплового потока, протягивающейся вдоль меридиана 66° в.д., от центра Байдарацкой губы на север. Это согласуется с измерениями повышенного по сравнению с фоновым теплового потока в скважинах на Русановском и Ленинградском месторождениях (73 и 76 мВт/м<sup>2</sup>, соответственно) (см. рис. 2). По результатам моделирования температура на глубинных срезах 3, 4 и 5 км уменьшается от указанного меридиана в восточном направлении на относительную величину 10°С, и на меридиане 70° в.д., в районе Белоостровской впадины, изотермы уже лежат горизонтально, что характери-

зует фоновый геотермический режим. Среднее значение теплового потока на Ямале составляет 53 мВт/м<sup>2</sup>, что заметно ниже теплового потока на акватории Южно-Карской впадины.

Трехмерная модельная картина распределения тепловых потоков (рис. 12) была получена на основании соответствующей обработки температурных данных и затем сопоставлена с реальными оценками теплового потока по измерениям в скважинах. В тех районах, где имеется представительное количество эмпирических данных (юго-восточная, восточная и юго-западная части Баренцева моря, Южная часть Карского моря), наблюдается почти полное совпадение наблюдаемых и модельных тепловых потоков на поверхности земной коры. Так, в районе Канинско-Колгуевской структуры отмечаются повышенные тепловые потоки по измеренным данным (64–77 мВт/м<sup>2</sup>) и по данным моделирования (60–80 мВт/м<sup>2</sup>), другой район повышенного теплового потока (70 и более мВт/м<sup>2</sup>) – на западном фланге Новоземельской гряды, южнее профиля ШГСП-3 – также проявляется на трехмерной модели теплового потока.

Таким образом, можно утверждать, что в не изученных в геотермическом отношении районах, в которых при моделировании отмечаются

повышенные значения теплового потока, можно ожидать такие же величины потока и при будущих измерениях. Одним из таких районов является Свальбардская антеклиза примерно от 75 до 80° с.ш., а другим – Северо-Карская впадина, севернее 76° с.ш. На модельном плоте хорошо проявляется эффект понижения теплового потока с глубиной. Это объясняется тем, что удельный вес радиогенной компоненты теплового потока с глубиной уменьшается. Поэтому у основания данного плота мы видим значения редуцированного теплового потока – 30–40 мВт/м<sup>2</sup>, указанные нами выше при описании заданных при моделировании граничных условий.

Трехмерное геотермическое моделирование позволяет прогнозировать глубину поверхностей, ограничивающих интервал возможного нахождения углеводородных залежей, и этим оно отличается от двухмерного моделирования, которое не позволяет “заглянуть” за линию профиля. Особенно сильные различия в результатах оценки перспектив нефтегазоносности по геотермическим данным могут быть в случае изометричных, а не линейных структур. При изометричности, которая характерна для Баренцево-Карской плиты, оценки глубин нахождения катагенетических температур по двухмерной модели могут дать значения относительного расхождения с оценками по трехмерной модели на 10–15%. Этот факт не требует специальных доказательств, так как хорошо известен из классических работ по теории теплопроводности. Колебания в оценке расхождений в пределах 5% связаны со степенью изменения теплофизических свойств вдоль третьей пространственной оси.

Особенностью термотомографического моделирования является установление температур, а следовательно, и всех остальных геотермических параметров в геометрии широта–долгота–глубина для всего региона. Методика позволяет построить глубинные срезы температур и тепловых потоков на любой глубине, а также изотермические поверхности.

Применение методики нестационарного геотермического моделирования к анализу палеотемператур в литосфере геологического прошлого показало, что период рифтовой активизации в южных частях Баренцева и Карского морей был очень непродолжительным и не сопровождался сокращением мощности литосферы до величин, характерных для океанов. Таким образом, можно считать, что средне- и позднепалеозойская деструкция Баренцево-Карской плиты не разрушила полностью протерозойскую континентальную кору, а привела лишь к ее утонению и прогибанию. Термическая релаксация после этого тектонического эпизода относительно быстро привела к установлению квазистационарных фоновых

значений теплового потока, характерных и для других палеозойских структур. Зоны локального повышения температур и тепловых потоков, как было обосновано выше, сформировались в стационарном поле в условиях структурно-геологических и теплофизических неоднородностей.

На шельфе Западно-Арктических морей является единая тенденция приуроченности крупных месторождений углеводородов к зонам повышенного термического потенциала. Этот факт можно использовать как дополнительный признак при поисково-разведочных работах на арктическом шельфе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-05-64801) и гранта программы “Университеты России”.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аршавская Н.И.* Сравнение радиогенного теплового потока в земной коре Балтийского щита и Камчатки // Тепловые потоки из коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М.: Наука, 1973. № 12. С. 26–31.
2. *Березин В.В., Попов Ю.А.* Тепловой поток Печенгской структуры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 13. С. 105–108.
3. *Березин В.В., Попов Ю.А.* Геотермический разрез Печенгской структуры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 80–88.
4. *Боголепов А.К., Мурзин Р.Р., Хачатрян С.С.* Глубинное строение Восточно-Баренцевской и Южно-Карской рифтовых систем // Матер. Конгресса “300 лет российской геологической службе”. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. Т. 3. С. 18–20.
5. *Верба М.Л., Шаров Н.В.* Состояние изученности и основные проблемы глубинного строения Баренцевского региона. Ч. 1. Апатиты: Геол. ин-т КНЦ РАН, 1988. С. 11–41.
6. *Зорин Ю.А., Осокина С.В.* Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 7. С. 17–25.
7. Методические и экспериментальные основы геотермии. М.: Наука, 1983. 328 с.
8. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
9. *Милановский С.Ю., Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.* Геотермические исследования и модель теплогенерации континентальной коры на северо-восточной части Балтийского щита // Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. С. 131–149.
10. Петрофизика: Справочник. Кн. 1. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 391 с.
11. *Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Термическая эволюция литосферы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцево-морской плиты // Изв. РАН. Физика Земли. 1998. № 3. С. 56–65.

12. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Трехмерная геотермическая модель Карского шельфа и прогноз нефтегазоносности // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 2. С. 228–232.
13. Поселов В.А., Павленкин А.Д., Буценко В.В. Структура литосферы по геотраверсам ГСЗ в Арктике // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология. 1996. Вып. 1. Ч. 2. С. 145–155.
14. Устрицкий В.И., Храмов А.Н. Геологическая история Арктики с позиций тектоники литосферных плит // Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 253–265.
15. Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 258 с.
16. Хуторской М.Д., Подгорных Л.В. Объемная модель геотермического поля Баренцевоморского региона // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 1. С. 265–269.
17. Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты, ГИ КНЦ РАН, 1992. 114 с.
18. Эринчик Ю.М., Мильштейн Е.Д. Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 48 с.
19. Bullard E.S., Day A. The flow of heat through the floor of the Atlantic ocean // Geophys. J. 1961. Vol. 27. P. 282–292.
20. Crough S.T., Thompson G.A. Numerical and approximate solution for lithospheric thickening and thinning // Earth & Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 31. P. 397–402.
21. Fairhead J.D. The structure of the lithosphere beneath the Eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies // Tectonophysics. 1976. Vol. 30. P. 269–298.
22. Khutorskoy M.D., Fernandez R., Kononov V.I. et al. Heat flow through the sea bottom around the Yucatan Peninsula // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. № B2. P. 1223–1237.
23. Lachenbruch A.H., Marshall B.V. Heat flow and water temperature fluctuations in the Denmark strait // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. № 18. P. 756–761.

### Thermal Tomography of the West Arctic Basin

M. D. Khutorskoi\*, L. V. Podgornykh\*\*, I. S. Gramberg\*\*, and Yu. G. Leonov\*

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

\*\*All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeanologiya), Angliiskii pr. 1, St. Petersburg, 190121 Russia

**Abstract**—Geothermal modeling of nonstationary thermal field in the crust and the lithosphere was carried out along 123 seismic tomography geotraverses across the Barents and Kara seas and the Eurasian sector of the Arctic Ocean. The thermal structure of the lithosphere in the geologic past and at present was deduced. Three-dimensional temperature and heat flow distribution models were compiled in the latitude–longitude–depth coordinates. Depth to oil window was estimated. Paleotemperatures were determined for the period, when the principal offshore oil fields were formed, and relationship between oil field locations and heat flow distribution was detected.

Сдано в набор 07.02.2003 г.

Подписано к печати 02.04.2003 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отг. 4.1 тыс.

Уч.-изд. л. 12.1

Бум. л. 6.0

Тираж 330 экз.

Зак. 7201

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,  
Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

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

## Глубокоуважаемые читатели!

Ученым, специалистам, преподавателям вузов, аспирантам и студентам великим подспорьем в труде всегда служили и будут служить научные статьи и книги. Помочь им, а также работникам библиотек правильно и оперативно ориентироваться в издательских проектах призван журнал “Научная книга”, с 1998 г. выпускаемый четыре раза в год издательством “Наука”.

Журнал “Научная книга”:

- это достоверный источник информации о сегодняшнем дне российской науки;
- это оперативные и надежные сведения “из первых рук” о публикациях отечественных ученых и специалистов;
- это верный компас в море общеакадемических, региональных и институтских издательских проектов.

Журнал “Научная книга”:

- это профессиональная трибуна издателей, полиграфистов, распространителей научной книги;
- это интересные, часто уникальные материалы из истории издательской деятельности как Российской академии наук, так и книгоиздания страны, а также по актуальным проблемам книговедения;
- это самые последние официальные материалы и нормативные документы, регламентирующие профессиональную деятельность российских издателей, полиграфистов, книгораспространителей.

Журнал “Научная книга”:

- это увлекательный рассказ о рождении и жизни научной книги на всех этапах ее развития: от “чернильницы” автора до полки книжного магазина, библиотеки и до рук ученого, специалиста, любителя научной книги;
- это самая свежая информация о состоявшихся в стране и за рубежом книжных и полиграфических выставках, ярмарках, о презентациях новых интересных изданий;
- это своеобразная “путеводная звезда” в мире научной литературы для ученых, специалистов и всех книголюбов.

Журнал можно выписать по Объединенному каталогу “Пресса России”, т. 1, индекс 26099. Возможно также оформление подписки непосредственно в издательстве “Наука”, тел. (095) 334-74-50.

Отдельные номера журнала можно приобрести в фирме “Наука-Инициатива”, тел. (095) 334-98-59, а также в редакции (117997, г. Москва, ул. Профсоюзная, д. 90, к. 327, тел./факс (095) 334-75-21).

## Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика\*  
 Агрохимия  
 Азия и Африка сегодня  
 Акустический журнал\*  
 Алгебра и анализ  
 Астрономический вестник\*  
 Астрономический журнал\*  
 Биологические мембраны  
 Биология внутренних вод  
 Биология моря\*  
 Биоорганическая химия\*  
 Биофизика\*  
 Биохимия\*  
 Ботанический журнал  
 Вестник РАН\*  
 Вестник древней истории  
 Водные ресурсы\*  
 Вопросы истории естествознания и техники  
 Вопросы ихтиологии\*  
 Вопросы философии  
 Вопросы языкознания  
 Восток  
 Вулканология и сейсмология  
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)\*  
 Генетика\*  
 Геология рудных месторождений\*  
 Геомагнетизм и аэрономия\*  
 Геоморфология  
 Геотектоника\*  
 Геохимия\*  
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология  
 Государство и право  
 Дефектоскопия\*  
 Дискретная математика  
 Дифференциальные уравнения\*  
 Доклады Академии наук\*  
 Журнал аналитической химии\*  
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова  
 Журнал вычислительной математики и математической физики\*  
 Журнал научной и прикладной фотографии  
 Журнал неорганической химии\*  
 Журнал общей биологии  
 Журнал общей химии\*  
 Журнал органической химии\*  
 Журнал прикладной химии\*  
 Журнал технической физики\*  
 Журнал физической химии\*  
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии\*  
 Журнал экспериментальной и теоретической физики\*  
 Записки Всероссийского минералогического общества  
 Защита металлов\*  
 Земля и Вселенная  
 Зоологический журнал  
 Известия АН. Механика жидкости и газа  
 Известия АН. Механика твердого тела  
 Известия АН. Серия биологическая\*  
 Известия АН. Серия географическая  
 Известия АН. Серия литературы и языка  
 Известия АН. Серия математическая  
 Известия АН. Серия физическая  
 Известия АН. Теория и системы управления\*  
 Известия АН. Физика атмосферы и океана\*  
 Известия АН. Энергетика  
 Известия русского географического общества  
 Исследование Земли из космоса  
 Кинетика и катализ\*  
 Коллоидный журнал\*  
 Координационная химия\*  
 Космические исследования\*  
 Кристаллография\*  
 Латинская Америка  
 Лесоведение  
 Литология и полезные ископаемые\*  
 Математические заметки  
 Математический сборник  
 Математическое моделирование  
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)  
 Микология и фитопатология  
 Микробиология\*  
 Микроэлектроника\*  
 Мировая экономика и международные отношения  
 Молекулярная биология\*  
 Наука в России  
 Научная книга  
 Научное приборостроение  
 Нейрохимия  
 Неорганические материалы\*  
 Нефтехимия\*  
 Новая и новейшая история  
 Общественные науки и современность  
 Общество и экономика  
 Океанология\*  
 Онтогенез\*  
 Оптика и спектроскопия\*  
 Отечественная история  
 Палеонтологический журнал\*  
 Паразитология  
 Петрология\*  
 Письма в Астрономический журнал\*  
 Письма в Журнал технической физики\*  
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики\*  
 Поверхность  
 Почвоведение\*  
 Приборы и техника эксперимента\*  
 Прикладная биохимия и микробиология\*  
 Прикладная математика и механика  
 Природа  
 Проблемы Дальнего Востока  
 Проблемы машиностроения и надежности машин  
 Проблемы передачи информации\*  
 Программирование\*  
 Психологический журнал  
 Радиационная биология. Радиозэкология  
 Радиотехника и электроника\*  
 Радиохимия\*  
 Расплавы  
 Растительные ресурсы  
 Российская археология  
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова  
 Русская литература  
 Русская речь  
 Сенсорные системы  
 Славяноведение  
 Социологические исследования  
 Стратиграфия. Геологическая корреляция\*  
 США. Канада. Экономика - политика - культура  
 Теоретическая и математическая физика  
 Теоретические основы химической технологии\*  
 Теория вероятностей и ее применение  
 Теплофизика высоких температур\*  
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова\*  
 Успехи математических наук  
 Успехи современной биологии  
 Успехи физиологических наук  
 Физика Земли\*  
 Физика и техника полупроводников\*  
 Физика и химия стекла\*  
 Физика металлов и металловедение\*  
 Физика плазмы\*  
 Физика твердого тела\*  
 Физика и химия стекла\*  
 Физика металлов и металловедение\*  
 Физика плазмы\*  
 Физика твердого тела\*  
 Физиология растений\*  
 Физиология человека\*  
 Функциональный анализ и его применение  
 Химическая физика  
 Химия высоких энергий\*  
 Химия твердого топлива  
 Цитология  
 Человек  
 Экология\*  
 Экономика и математические методы  
 Электрохимия\*  
 Энергия, экономика, техника, экология  
 Этнографическое обозрение  
 Энтомологическое обозрение\*  
 Ядерная физика\*