

Куренков

ISSN 0016-853X

Номер 1

Январь - Февраль 2000



ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



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

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 2000 Январь–Февраль

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

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

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

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

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

Editorial board

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

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

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

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

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2000

Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники <i>Ф. А. Летников, С. О. Бальшев, В. В. Лашкевич</i>	3
Раннедокембрийские граниты: трехмерные фигуры и положение в структуре земной коры (на примере Карелии) <i>Э. Н. Лишневский</i>	23
К проблеме формирования сложноскладчатой структуры Кукасозерского синклинория (Северная Карелия) <i>В. В. Травин</i>	33
Ранние стадии развития Черного моря по сейсмическим данным <i>В. Г. Казьмин, А. А. Шрейдер, И. Финетти, В. Р. Мелихов, А. А. Бульчев, Д. А. Гилод, О. И. Андреева, Ал. Ан. Шрейдер</i>	46
Структурная эволюция Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса) в позднем докембрии и раннем палеозое <i>А. Б. Кирмасов, В. Г. Талицкий, Н. А. Божко</i>	61
Тектоническая эволюция индосинийского орогенического пояса Восточного Китая и Северной Кореи <i>Н. И. Филатова</i>	79

Contents

No. 1, 2000

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

Interrelations among the Processes of Granitization, Metamorphism, and Tectonics <i>F. A. Letnikov, S. O. Balyshev, and V. V. Lashkevich</i>	3
Early Precambrian Granites: Three-Dimensional Geometries and Position in the Earth's Crust (with reference to Karelia) <i>E. N. Lishnevskii</i>	23
On the Origin of the Complicated Fold Structure of the Kukasozero Synclinorium (North Karelia) <i>V. V. Travin</i>	33
Early Stages of the Black Sea Development from Seismic Data <i>V. G. Kaz'min, A. A. Shreider, I. Finetti, V. R. Melikhov, A. A. Bulychev, D. A. Gilod, O. I. Andreeva, Al. An. Shreider</i>	46
Structural Evolution of the Kelyana–Irakinda Zone (Eastern Baikal–Muya Belt) in the Late Precambrian and Early Paleozoic <i>A. B. Kirmasov, V. G. Talitskii, and N. A. Bozhko</i>	61
Tectonic Evolution of the Indosinian East China–North Korea Orogenic Belt <i>N. I. Filatova</i>	79

УДК 551.24+552.42+550.4:551.2

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРОЦЕССОВ ГРАНИТИЗАЦИИ, МЕТАМОРФИЗМА И ТЕКТОНИКИ

© 2000 г. Ф. А. Летников, С. О. Балышев, В. В. Лашкевич

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск 664033, ул. Лермонтова, д. 128

Поступила в редакцию 25.05.99 г.

Рассмотрена взаимосвязь явлений гранитизации и метаморфизма с тектоническими процессами, обусловленными образованием гранитогнейсовых куполов. Гранитогнейсовые купола являются самоорганизующимися открытыми неравновесными динамическими системами, формирующимися в земной коре под воздействием гранитизирующих флюидов, имеющих мантийный источник. Процесс гранитизации пород основного и среднего состава приводит к увеличению объема и выделению тепла. Гранитизация амфиболитов и других пород, богатых водными минералами, сопровождается генерацией воды, которая и является главным теплоносителем при диссипации тепловой энергии во вмещающие купол породы. Купола и окружающие их метаморфические породы представляют пример компенсационных структур. Рост купола сопровождается дегазацией и разуплотнением его исходных пород, генерацией тепла и механической энергии, а процессы метаморфизма в околокупольном пространстве – поглощением тепловой энергии, уплотнением и деформацией вмещающих пород. Методами физико-химического моделирования процессов гранитизации и метаморфизма получены численные характеристики тепловых и объемных эффектов этих процессов на различных уровнях глубинности земной коры и вариациях P - T условий процесса. Во время образования и по завершении этого процесса в силу дефицита массы купола испытывают тенденцию к всплыванию, что сопровождается формированием поднятий и орогенных горных систем. На основании расчетной модели получены соотношения сил, позволяющие оценить динамические параметры, регулирующие процессы роста и всплывания гранитогнейсовых куполов, вплоть до явлений протрузии в верхних частях разреза и формирования горных систем. Это заключительные стадии угасания мощных эндогенных систем, в основе которых лежат процессы гранитизации и сопряженного с ней метаморфизма.

ВВЕДЕНИЕ

Представления о ведущей роли процессов гранитизации в формировании гранитогнейсового слоя земной коры в структуре континентальной литосферы сложились в середине XX века благодаря работам представителей скандинавской и русской геологических школ. Некоторые аспекты этой проблемы в 40–50-х годах успешно рассматривались и французскими геологами. Исследования явлений гранитизации тесно соприкасались с вопросами происхождения гранитов и процессами метаморфизма горных пород, ассоциирующих с гранитизированными породами и гранитами.

Различные взгляды исследователей на природу гранитов вылились в конце 40-х годов в острую полемическую дискуссию, в которой столкнулись сторонники ортодоксальной магматической концепции и приверженцы метасоматического происхождения гранитов. Часть статей была обобщена в широко известном сборнике “Проблема образования гранитов” [25], который сыграл большую роль в дальнейшем формировании концептуальной основы современных представлений о генезисе гранитов и постановке экспериментальных и детальных петролого-геохимических

исследований по данной проблеме. И если мы сейчас подошли к аргументированному пониманию роли процессов гранитизации в формировании гранитоидов и гранитогнейсового слоя Земли в целом, то это заслуга многих геологов, тектонистов, петрологов и геохимиков, в разные годы изучавших отдельные частные стороны рассматриваемой проблемы, на работы которых мы отчасти будем ссылаться в данной статье.

Многочисленные факты метасоматического преобразования метаморфических вулканогенно-осадочных пород под воздействием глубинных растворов с изменением их состава в сторону образования парагенезисов, свойственных гранитоидам, с их последующим плавлением и являются сутью процесса, именуемого гранитизацией. Инфильтрационное метасоматическое замещение породы на стадиях, предшествующих плавлению, происходит в твердом виде и, по сути дела, представляет процесс дегазации исходного субстрата, сопровождаемый привносом Si, K, Na и выносом Ca, Mg, Fe и Mn [6, 12–15, 17, 30].

Дискуссия по проблемам происхождения гранитов в 40–50-х годах разделила геологов магматистов и трансформистов. При этом следует об-

ратить внимание на главный аспект проблемы. Все процессы образования гранитов не магматическим путем рассматривались с позиций метаморфизма, и, по сути дела, трансформисты в своих построениях связывали образование гранитов метасоматическим путем с процессами метаморфизма [44]. Во всех более поздних трудах, особенно западных геологов, это положение традиционно закрепилось, объединив все работы в этом направлении в группу “гипотезы метаморфического происхождения гранитов”. Это недоразумение просуществовало почти 20 лет, ибо только в 70-х годах начали четко обозначаться границы новой парадигмы о том, что гранитизация и метаморфизм – это совершенно разные природные явления. Стало очевидным, что:

1. Гранитизация является неизохимическим процессом, когда происходит привнос одних и вынос других компонентов. Напротив, метаморфизм за исключением явлений до границ катагенеза (250–350°C) по основной массе петрогенных и части рудных элементов является квазиизохимическим процессом, когда осуществляется значительный привнос и вынос лишь H₂O, CO₂ и ряда других летучих компонентов. В этом принципиальное различие этих двух процессов.

2. В этом и другом случае явления замещения одних минералов другими протекают метасоматическим путем, что и создавало у исследователей иллюзию единства этого процесса, его общности. Различие заключается лишь в том, что при метаморфизме фазовые переходы большей частью происходят с сохранением значительной части петрогенных компонентов от исходной матрицы в составе новых фаз или же избыточные компоненты осаждаются здесь же в составе новых минералов. Напротив, при гранитизации процесс замещения носит характер глубокого химического изменения исходных минеральных фаз; например, замещение амфиболита состава Пир + Амф + Пл_{40–60}¹ ассоциацией Кв + Альб + КПШ.

3. Процессы метаморфизма могут проявляться в любых геодинамических обстановках зачастую вне всякой связи с гранитизацией и гранитоидами. В зональных метаморфических комплексах метаморфиты окаймляют гранитогнейсовые ядра и являются производными от процессов гранитизации, когда гранитизация сопереживает процессы метаморфизма и отчасти порождает их. Иными словами, гранитизация не является метаморфическим процессом и в этом контексте термин “ультраметаморфизм”, под которым понимают явления гранитизации и выплавления гранитов, является

абсолютно неверным. Поэтому необходимо четко разделить эти два процесса, природа которых совершенно различна.

Слишком радикальные подходы к данной проблеме со стороны ряда крупных геологов Запада и России, считавших все граниты чисто метасоматическими образованиями и отрицавших возможность их магматического генезиса, нанесли значительный вред успешно развиваемой концепции. Позднее в работах европейских и американских геологов термин “гранитизация” вообще вышел из употребления, и сама идея о роли процессов гранитизации отвергалась на всех уровнях и в любой форме. В настоящее время этот подход косвенным образом отразился и на работах ученых русской геологической школы, где в ряде научных коллективов значение гранитизации в геологических процессах просто замалчивалось.

Теперь, в конце XX века, пришло время, с учетом новейших достижений в петрологии, геохимии и тектонике, вновь, на новой концептуальной основе, подойти к анализу этого глобального породообразующего процесса, не имевшего себе равных по масштабам проявления, длительности, объемам массопереноса и общему энергетическому вкладу в формирование континентальной земной коры.

Представления о мантийной природе гранитизирующих флюидов в последние годы получили экспериментальное подтверждение в работах исследователей школы В.А. Жарикова [7]. Теоретические представления о механизме гранитизации были заложены Д.С. Коржинским [12, 13], который считал, что гранитизация пород коры является магматическим замещением под воздействием восходящих трансмагматических растворов подкорового происхождения, возникающих в процессе дегазации мантии. Под магматическим замещением подразумевалось, что гранитообразованию и окончательному переплавлению метаморфических пород предшествует их метасоматическая переработка щелочно-кремнекислыми растворами, с дебазификацией и “осветлением”, которые идут параллельно с нарастающим частичным плавлением (образованием теневых и полосчатых мигматитов). Эта схема и послужила основой для создания нами модели формирования гранитогнейсовых куполов [17]. В рамках данной модели находит объяснение образование на периферии куполов обширных участков гнейсификации, проявлений щелочного метасоматоза, фельдшпатизации и биотитизации, где происходит замещение пироксенов биотитом и роговой обманкой, средних и основных плагиоклазов – альбит-олигоклазом, калишпатом и кварцем, с превращением осветленных пород сначала в полужидкую “мигму” (термин И. Седерхольма), а затем в гранитную магму. Последняя, в случае кристаллизации *in situ*, превра-

¹ – здесь и далее – список сокращений названий минералов: Альб – альбит; Амф – амфиболы: Амф_(м) – моноклинные, Амф_(р) – ромбические; Би – биотит, Кв – кварц; КПШ – калиевые полевые шпаты; Олиг – олигоклаз; Пир – пироксены: кПир – клинопироксены, оПир – ортопироксены; Пл – плагиоклаз; Рог – роговая обманка.

щается в гнейсогранит, а при подъеме в верхние этажи – в гранит с нормальной магматической структурой. Вследствие постепенного нарастания степени дебазификации и плавления гнейсограниты и окружающие их полосчатые и теневые мигматиты часто связаны постепенными переходами, из-за чего четко определить границы тех и других пород становится затруднительно. Такие ситуации в природе вполне реальны, отражая реальную последовательность преобразований, объединяемых Д.С. Коржинским [12] и В.А. Жариковым [7] под общим термином “гранитизация”.

Геохронологические и петрологические исследования позволили выделить наиболее ранний, архейский, этап глобальной гранитизации первичной базальтоидной тонкой коры. Этот процесс протекал под воздействием восстановленных высокотемпературных флюидов и носил площадной характер развития [23]. Специфика этого раннеархейского этапа гранитизации проявилась в преимущественном выносе из мантии глубинными флюидами кремнезема и натрия, что привело к формированию тоналитовых и трондjemитовых гнейсогранитов (“серые гнейсы”).

На границе раннего и позднего архея, а окончательно – на границе архея и протерозоя в планетарном масштабе произошла инверсия флюидного режима гранитизации с восстановительного на окислительный, что привело к снижению энергетического потенциала гранитизирующих флюидов и как следствие к сужению ареалов гранитизации [19].

В глобальном масштабе формирования Земли как космического тела гранитизация является отражением процесса самоорганизации планеты, отражая различные уровни зрелости континентальной литосферы [20]. Под воздействием вынесенных из мантии флюидов в верхних горизонтах земной коры развиваются процессы гранитизации по основному субстрату, что является ничем иным, как явлением дебазификации. По расчетам В.А. Жарикова [7], при условии замещения объема на объем при гранитизации 1 м³ Пл–Рог сланца выносятся 220–240 кг СаО, 260–290 кг FeO + Fe₂O₃, 150–170 кг MgO, 120–140 кг Al₂O₃, около 50–60 кг Na₂O и привносится 420–440 кг SiO₂ и 120–130 кг K₂O.

Пути миграции гранитизирующих флюидов из мантии являются зоны долгоживущих глубинных разломов, дренирующих мантию. На уровне глубинных срезов земной коры на *P-T* уровнях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма это – протяженные зоны, сложенные бластомилонитами или просто сильно разгнейсованными породами. Судя по нашим экспериментальным данным, скорость переноса флюидов по сланцеватости бластомилонитов на несколько порядков превышает перенос в таких же *P-T* условиях

через просто трещиноватые горные породы. В равной мере это относится и к явлениям массопереноса. И если в трещиноватой породе флюиды мигрируют по системе трещин и пор, зачастую не образующих единой флюидопроводящей системы, то в бластомилонитах перенос флюидов происходит по границам полос расланцевания. В этом случае вся порода является флюидопроводником, а если учесть, что ширина таких зон колеблется от первых километров до 10–20 км. При протяженности до нескольких сотен километров и более, то универсальность таких зон в отношении глобального истощения мантии и ее базификации и столь же глобальной дебазификации верхних горизонтов земной коры, выраженной в явлениях гранитизации, становится очевидной [17].

В равной мере это относится и к процессам гранитизации горных пород, ибо, по нашим наблюдениям, в массовых масштабах гранитизация развивается преимущественно в предварительно расланцованных и разгнейсованных породах, где гранитизирующие флюиды проникают вдоль деформационных плоскостей, производя гранитизацию пород. Монолитные нерасланцованные породы даже в условиях гранулитовой фации метаморфизма не гранитизируются [21].

Отражением развития процессов гранитизации в верхних частях земной коры, захватывающих объемы горных пород, является рост гранитогнейсовых куполов.

ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА

До появления работ Эскола [34], который впервые выделил окаймленные гранитогнейсовые купола (mantled domes), детальные структурные исследования неоднократно подчеркивали купольную структуру таких массивов и конформность структур в гранитном массиве, зоне эндоконтакта (шлировые купола, по Р. Болку [1]) и вмещающих метаморфических породах. Но во всех случаях подразумевалось, что произошло внедрение всей массы расплава, частичная ассимиляция вмещающих пород и их метаморфизм. Процесс гранитизации и нарастающего плавления как таковой не рассматривался, реликтовые структуры первичной сланцеватости в гранитоидах описывались как “линии течения” расплава, при этом подчеркивалось, что краевые зоны более основные, чем ядра куполов.

Поскольку первые гранитогнейсовые купола были описаны в докембрии, то считалось, что они являются типичным структурным элементом именно докембрийского этапа развития. Более того, области развития гранитогнейсовых куполов априори относились к докембрию. И только в более позднее время (70–80-е годы), когда были описаны купола палеозойского, мезозойского и

даже четвертичного возраста [43], стало очевидным, что процесс формирования таких куполов протягивается через всю геологическую историю Земли от архея до кайнозоя, претерпевая масштабные и вещественные изменения [3, 11, 24, 27].

Для катархея и архея характерно площадное развитие куполов, которые, сливаясь, образовывали сплошной гранитогнейсовый слой Земли (“нуклеарная” стадия, по Е.В. Павловскому); в протерозое, и тем более в поздние геологические эпохи, произошла смена стиля развития куполов от ареального к линейному, с приурочиванием к региональным глубинным разломам. По мере старения Земли размеры куполов и частота их встречаемости уменьшались. Иными словами, по мере старения Земли произошел переход от площадного типа распространения гранитогнейсовых куполов к линейному; в фанерозое эта тенденция усугубилась и знаменовалась дискретно-линейным характером распространения куполов.

Многочисленные работы, посвященные описанию гранитогнейсовых куполов, не давали ответов на вопросы о механизмах их зарождения и эволюции. И только к концу 60-х годов, когда появилась возможность проводить геохронологическое датирование возрастов пород, широкомащтабные петрологические, геохимические и геофизические исследования и, самое главное, были проведены экспериментальные исследования по плавлению горных пород с неравным давлением на фазы, появилась возможность создать обобщенную модель возникновения и эволюции гранитогнейсовых куполов [17].

На основании геологических и геофизических данных было установлено, что гранитогнейсовые купола тяготеют к протяженным зонам глубинных разломов шириной от 10 до 20 км, выделяемым геофизиками как зоны линейных гравитационных и магнитных минимумов, именуемых в некоторых случаях как “зоны полихронной гранитизации”. Было установлено, что на уровне амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма вокруг куполов развиваются ареалы конформной складчатости и рассланцевания, угасающие по мере удаления от границ купола. Эти факты послужили основой для утверждения о том, что процесс формирования куполов протекает с увеличением объема и растущий купол оказывает на вмещающие породы механическое воздействие.

Метаморфические ореолы, окружающие гранитогнейсовые купола, представляют типичные зональные метаморфические комплексы со снижением температуры метаморфизма по мере удаления от границ купола, что указывает на интенсивный теплоперенос из купола в окружающие горные породы.

На глубинных эрозионных срезах куполов постоянно описывались явления гранитизации вмеща-

ющих метаморфических пород, которые быстро затухали уже в зоне экзоконтакта. В эндоконтактовой зоне отмечалась типичная зональность: гранитизированные вмещающие породы → гнейсы → гнейсограниты → гранитогнейсы → гранитоиды, с постепенными переходами между выделенными типами пород и сохранением реликтов предыдущей зоны по мере продвижения от границ эндоконтактовой зоны внутрь купола. При этом в отдельных случаях между гранитоидами и гранитогнейсами отмечались секущие интрузивные контакты, что порождало представление о том, что именно внедрение гранитных масс послужило причиной развития процессов гранитизации, тем более, что в верхних частях куполов, на уровне зеленосланцевой фации метаморфизма, явления гранитизации исчезали, а граниты с вмещающими породами имели только интрузивные контакты.

При детальном исследовании устанавливалась конформность структурных элементов в центральных частях куполов их общей овальной структуре (форме), что в сочетании с данными по конформным структурам окаймления куполов создавало картину единовременного формирования всего ансамбля “купол-околокупольное пространство”.

Поскольку главной петрохимической тенденцией при гранитизации являлась дебазификация исходных пород, это приводило к формированию гранитоидных пород, имеющих малую плотность. В результате купола в геофизических полях выступают как гравитационные и магнитные минимумы.

Зарождение и рост куполов начинается обычно на пересечении зон глубинных разломов или более широких линейментов, по которым происходит миграция гранитизирующих флюидов. По мере развития процесса фронт гранитизации выходит за пределы зон повышенной проницаемости и перемещается по латерали и вертикали во вмещающие породы. Процесс протекает в любых метаморфических фациях: в гранулитовой фации образуются чарнокитоидные граниты, а амфиболитовой – биотитовые и двуслюдяные граниты, в верхах эпидот-амфиболитовой фации формируются лишь специфические “низкотемпературные” турмалиновые или фтор-мусковитовые граниты и пегматиты. Вокруг куполов часто образуется зональный метаморфический ореол, поскольку трансмагматические флюиды являются одновременно и теплоносителями.

Зрелость куполов определяется не только степенью предшествующей дебазификации и гнейсификации горных пород, но и масштабом последующего расплавления гранитизированного субстрата. При максимально проявленных процессах плавления гранитогнейсовый купол переходит в гранитный массив с наличием характерных ре-

ликтовых структурных элементов, указывающих на протокупольную природу таких гранитных массивов.

Очень многие значительные по размерам гранитоидные массивы, синхронные с региональным метаморфизмом, прошли стадию гранитогнейсовых куполов, ибо только таким путем можно решить проблему пространства для тел с размерами в десятки и до сотни километров в поперечнике и 10–20 км по вертикали. Более детально механизм формирования и эволюции гранитогнейсовых куполов был рассмотрен нами ранее [17, 20, 21].

Поскольку процесс плавления гранитизированных пород протекает с увеличением объема (от 5 до 12% от исходного), то избыточные порции расплава внедряются во вмещающие породы, создавая ложное впечатление о том, что произошло внедрение всей массы такого гранитного массива, хотя на самом деле объем будущего массива был “завоеван” гранитизацией.

Наиболее древним гранитогнейсовым куполом с сохранившимися окаймляющими межкупольными образованиями комплекса Исуа следует считать сложенный серыми гнейсами купол Амйтсок в Южной Гренландии. Возраст гнейсов по изохронному Rb-Sr методу оценивается в 3700 ± 140 млн. лет, а железных руд Исуа по породе Rb-Sr изохронным методом 3760 млн. лет [29]. Если учесть, что, по данным K-Ag метода, в центре купола граниты датируются интервалом 3500–1800 млн. лет [29], то можно полагать, что этот древний гранитогнейсовый купол претерпел регенерацию или диафторез в протерозое.

Одним из кажущихся противоречий в развитии архейских кратонов является то, что слагающие их гранитоиды в подавляющем большинстве случаев имеют более молодые возраста (3500–2400 млн. лет), чем заключенные в массу гранитов зеленокаменные пояса (3600–3000 млн. лет) [29]. На самом деле никакого противоречия нет, если обратиться к развиваемой нами модели одновременного развития гранитогнейсового купола и сопряженного околокупольного обрамления [17, 20]. Исходя из этой модели, очевидно, что зрелые купола после расплавления продолжают активно функционировать и после того, как сопряженные с гранитизацией метаморфические процессы в околокупольном пространстве уже завершились. Этот стиль развития куполов прослеживается в архейских кратонах, входивших когда-то в состав Пангеи, по всему земному шару.

В зависимости от уровней эрозионного среза зрелых гранитогнейсовых куполов выделяются четыре зоны взаимоотношений с вмещающими породами (рис. 1). Верхняя зона – вмещающие породы представлены породами низких степеней метаморфизма или даже осадочными неметаморфизованными породами, но в тех случаях, когда

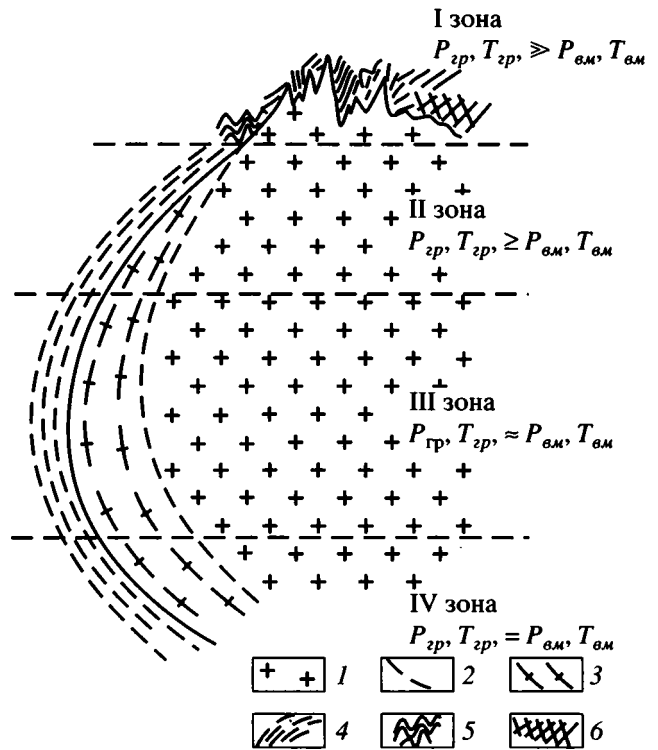


Рис. 1. Уровни взаимоотношений гранитогнейсового купола с вмещающими породами.

1 – гранитоиды; 2 – граница между гранитами и гнейсами; 3 – гнейсы, гнейсограниты и гранитогнейсы; 4 – метаморфические породы; 5, 6 – неметаморфизованные осадочно-вулканогенные породы. T_{2p}, P_{2p} – T и P пород купола; P_{fm}, T_{fm} – P и T вмещающих пород.

фанерозойские или кайнозойские купола развиваются в докембрийских кратонах или глыбах, это могут быть и породы амфиболитовой фации метаморфизма. На этом уровне типичны интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами, неизофациальный характер процесса подчеркивается термальным воздействием на вмещающие породы, иногда с формированием роговиков.

На втором, более глубинном, уровне, который отвечает эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации умеренных давлений и по многим чертам изофациален породам гранитогнейсового купола, в эндоконтакте представлены гранито-гнейсы, гнейсограниты и мигматиты, а в экзоконтакте проявлена гранитизация, развивающаяся по сланцеватости метаморфитов. Характерны постепенные переходы от вмещающих метаморфических пород к гнейсо-гранитам, конформность сланцеватости и складчатых структур относительно контакта во внешней зоне и параллельность контакту прототектонических элементов внутри массива. Углы падения сланцеватости колеблются от 30–40° в верхней части зоны и до 40–60° в нижней ее части.

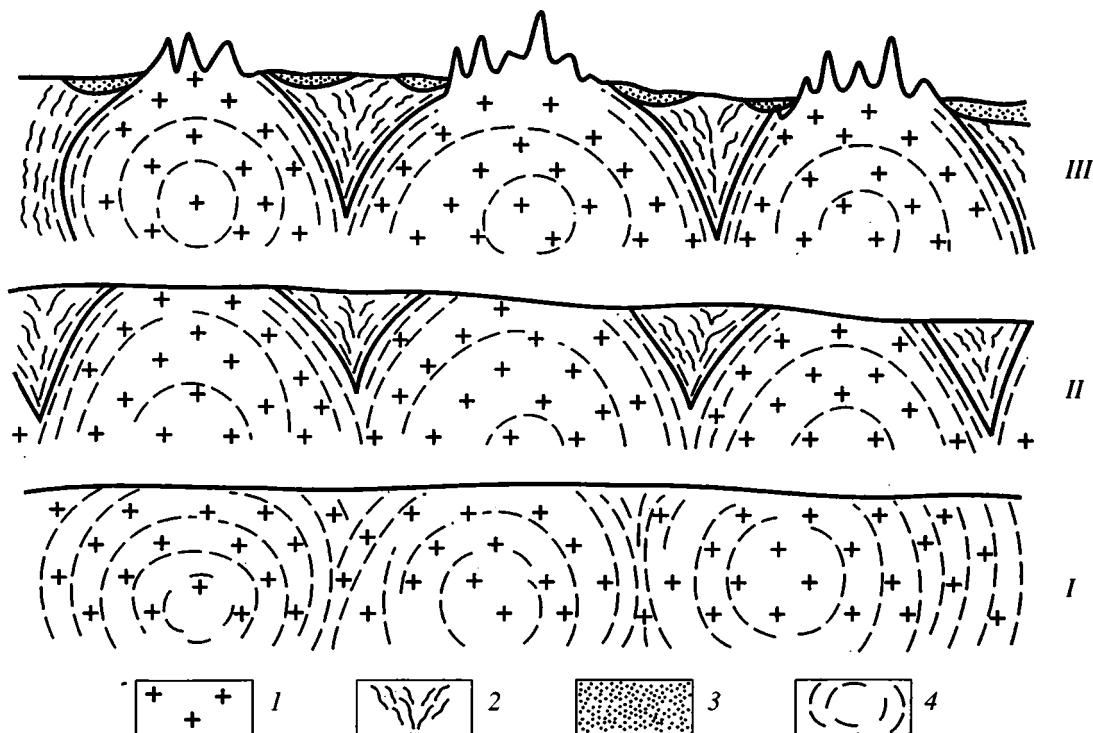


Рис. 2. Взаимоотношения между куполами на различных уровнях глубинности.

1 – гранитоиды; 2 – метаморфические породы межкупольных и околокупольных зон; 3 – осадочные отложения предгорных и межгорных впадин; 4 – элементы внутренней структуры куполов.

Третья зона отвечает более глубокой части купола, обычно это та его часть, где он достигает наибольших размеров. Здесь давление купола достигало максимальных значений с интенсивным проявлением процессов гранитизации вмещающих пород, обычно метаморфизованных в амфиболитовой или гранулитовой фации метаморфизма. Процесс изофациален, когда и гранитизация, и метаморфизм протекали в близких P - T условиях. Контакты крутые, почти вертикальные (70 – 80 до 90°), в нижней части зоны приобретающие обратное падение “под купол”. Наиболее глубокая нижняя часть купола (зона IV) обнажается не так часто и характеризуется изофациальными взаимоотношениями гнейсов, гранитогнейсов и гранитов с вмещающим высокометаморфизованным комплексом. Типичны постепенные переходы от гранитов с реликтами сланцеватости через гранитогнейсы и гнейсограниты к в разной степени гранитизированным метаморфитам.

Иными словами, уровни эрозионного среза куполов могут быть определены только при детальном структурно-петрологических исследованиях в зонах их контактов с вмещающими породами, конечно, в том случае, если эти контакты не тектонические.

В зависимости от возраста гранитогнейсовых куполов возможны различные ситуации уровней

их эрозионного среза, в общем виде отраженные на рис. 2. При глубоком эрозионном срезе обнажаются глубинные уровни гранитогнейсовых куполов, представленные полнокристаллическими гранитами (см. рис. 2, I). К ним можно отнести глубоко эродированные купола Кокчетавской глыбы, Канады, Прибайкалья, Украины и Приладожья. При этом купола на глубине могут соединяться в одну сплошную гранитную пластину, в которой границы между ранее существовавшими куполами обнаруживаются только при детальном структурных и петрологических исследованиях. Если купола были сложены гранитоидами близкого состава, то границы между куполами в геофизических полях не фиксируются.

При меньшем эрозионном срезе (см. рис. 2, II), где сохраняются корневые части межкупольных перемычек, которые отделяют одни купола от других, купола картируются или в виде изолированных тел, или слагают цепочки куполов, разделенных метаморфическими породами, отвечающими по P - T условиям амфиболитовой фации метаморфизма. Типична конформность пород купола и метаморфических пород, в которых легко картируется околокупольная зональность от амфиболитовой до зеленосланцевой фации метаморфизма.

В современных горных системах индивидуальность куполов проявляется наиболее четко, по-

сколькo наблюдению доступен значительный диапазон по вертикали: от верхних частей горных систем до центральных частей, вскрытых в горных ущельях и трогах (Тянь-Шань, Восточные Саяны, Памир, Гиндукуш и т.д.). В данном случае мы фиксируем ту стадию, когда купола диапирируют верхние горизонты коры и воздымаются под дневной поверхностью, образуя горные системы. Основная масса купола, обеспечивающая всплывание всего купола, скрыта на глубине и четко фиксируется по геофизическим данным в виде гравитационных и магнитных минимумов. Зачастую на вершинах гор располагаются поднятые на значительную высоту породы, некогда перекрывавшие купол, или отложения поверхностей выравнивания. Растущие горные системы активно разрушаются, что приводит к формированию межкупольных или о колокупольных депрессий, выполненных обломочными породами, обычно это предгорная или межгорная моласса (см. рис. 2). Нижние отложения молассы отвечают началу воздымания пород купола над дневной поверхностью. В этих ситуациях купола отделены от вмещающих пород и отложений молассы тектоническими нарушениями, обычно – сбросами. В случае индивидуальных куполов они бывают окружены сериями кольцевых разломов, по которым развивается система ступенчатых сбросов (Боровской массив, Северный Казахстан) [20].

Таким образом, в зависимости от возраста куполов и, соответственно, от уровня эрозионного среза мы будем иметь дело, на первый взгляд, с совершенно различными геологическими образованиями, которые в одних случаях слабо выражены в рельефе, а в других – слагают протяженные горные системы.

Долгие годы в петрологии продолжается дискуссия о том, где отлагаются огромные массы Ca, Mg, Fe, Al, иногда – Na, выносимые флюидами из гранитизированных пород. В.А. Жариков [6] справедливо указывает, что гранитизация не сопровождается сопряженной базификацией, хотя отмечаются факты отложения “базификатов” на регрессивной стадии процесса в виде маломощных прожилков и секущих гранитизированные породы тектонических зон, в которых преобладают амфиболы, хлорит, эпидот и карбонаты Ca, Mg, Fe [21]. Но масштабы отложения оснований в таких прожилках и зонах неадекватны объемам гранитизированных пород. Все попытки выявить зоны базификации в породах, облегающих гранитогнейсовые купола по латерали, успехом не увенчались. Совсем иная ситуация возникает в случае нашей модели развития купола, когда конформная сланцеватость в гранитизируемых и вмещающих породах образует единую флюидопроводящую систему, по которой происходит перенос компонентов в надкупольную часть системы (рис. 3). По этой модели именно в надкупольной части происходит

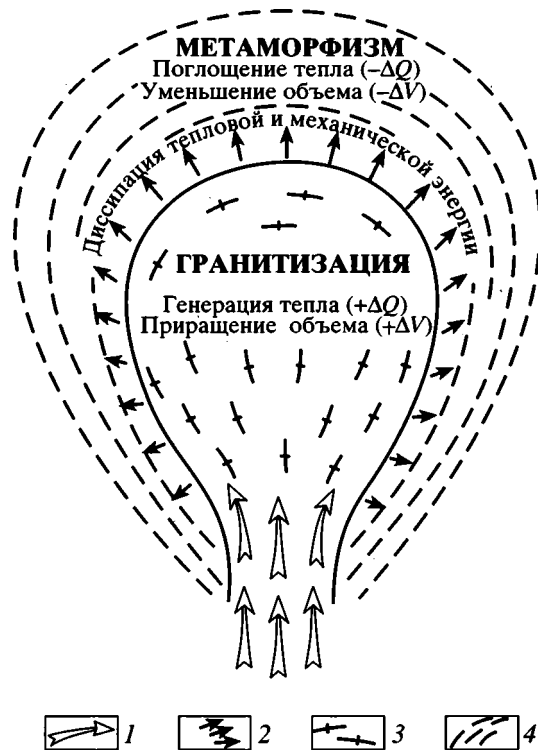


Рис. 3 – Модель формирования гранитогнейсового купола.

1 – направление потока глубинных флюидов; 2 – направление метаморфического воздействия и передачи тепловой энергии во вмещающие породы; 3 – гранитоиды и гранитизированные породы; 4 – вмещающие породы.

осаждение не только вынесенных при гранитизации Ca, Mg, Fe и Al, но и больших масс рудных компонентов, что приводит к формированию в надкупольных зонах эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма серии эпидотовых, хлоритовых, карбонатных жил и прожилков, а также рудопроявлений золота и цветных металлов [2, 18].

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ГРАНИТИЗАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМА

Для определения тепловых и объемных эффектов при *P-T* условиях гранитизации нами было выполнено физико-химическое моделирование процессов гранитизации горных пород на новом программном комплексе Селектор-С [10, 42]. Использование данного комплекса позволяет сочетать геологические наблюдения с модельными расчетами [4, 22]. Базовая мультисистема, из которой создается подсистема и строится мегасистема, состоит из 151 индивидуального вещества. Число независимых компонентов равно 12: Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-Cl-F-C-H-O. Термодинамические харак-

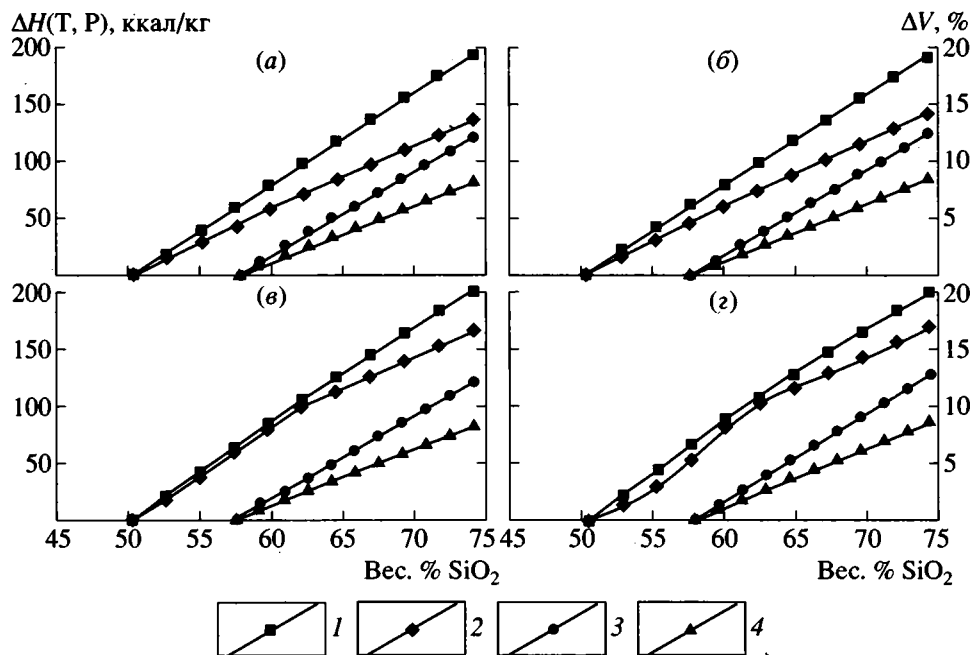


Рис. 4. Сравнение энергетических и объемных характеристик амфиболита и диорита в процессе гранитизации при различных температурах и давлениях: *а* – 600°C, 4 кбар; *б* – 600°C, 5 кбар; *в* – 700°C, 4 кбар; *г* – 700°C, 5 кбар. 1 – ΔH (приращение энтальпии) и 2 – ΔV (приращение объема) амфиболитов; 3 – ΔH и 4 – ΔV диоритов.

теристики всех компонентов водного раствора, включая H_2O , а также параметры модифицированного уравнения состояния НКФ [38; 45, 47] взяты из комплекса SUPCRT 92 с базой термодинамических данных SPRONS92.DAT [41]. Термодинамические характеристики газов взяты из RPS-базы [26], а твердых фаз – из различных баз данных [33, 40, 41 и др.]. В модель включены следующие фазы: флюид, кварц, оливин, ортопироксен, клинопироксен, гранат, шпинель, магнетит, гематит, амфибол моноклиный, амфибол ромбический, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, карбонат, биотит, мусковит, брусит, серпентин, железо, графит, эпидот, хлорит, ставролит, флюорит, тальк.

В качестве субстрата рассматривались породы основного (амфиболиты) и среднего (диориты) состава, которые в результате процесса гранитизации, под воздействием флюидов, метасоматически преобразуются в более кислые породы, варьирующие по составу от гранодиоритов до гранитов. Основные типы используемых при моделировании пород подобраны по шкале кремнекислотности таким образом, чтобы обеспечить постепенный переход от основных к средним и кислым разновидностям. Решив физико-химическую задачу, в закрытых мультисистемах, с балансом масс по каждой из рассматриваемых пород, с водным флюидом, при температуре 600–700°C и давлении 4–5 кбар, получим распределение значений энтальпии и объема 1 кг породы (табл. 1–4, рис. 4).

Глубинные флюиды несут гранитизирующие компоненты (SiO_2 , K_2O , Na_2O , Al_2O_3) и после взаимодействия с породой (основного или среднего состава) выносят из нее соединения CaO , MgO , FeO . Не рассматривая источник гранитизирующего флюида, его состав, способы и механизмы переноса соединений, попробуем представить физико-химическую модель преобразования пород основного (амфиболит) и среднего (диорит) состава в гранитогнейс. Вычитая из содержаний окислов в анализе среднезернистого гранитогнейса, условно принимаемого в качестве конечной разности процесса, аналогичные содержания в исходной породе, получаем количество вещества, которое необходимо привнести (+) или вынести (–) из породы для получения конечного состава. Вычисленное приращение разбиваем на 10 шагов. Сформированное таким образом изменение баланса масс мультисистем показывает, что при гранитизации амфиболита необходим привнос SiO_2 , Na_2O , K_2O , O_2 и вынос Al_2O_3 , FeO , CaO , MgO , H_2O (см. табл. 1). В случае с диоритом привносятся лишь SiO_2 и K_2O , а выносятся Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , H_2O (см. табл. 3). Таким образом, при гранитизации амфиболита протекает кремниво-щелочной, а диорита – кремниво-калиевый метасоматоз. Характерно, что при гранитизации амфиболита и диорита происходит вынос воды.

Рассмотрим результаты моделирования процесса гранитизации при температурах 600–700°C

Таблица 1. Изменение химического состава (в % вес.) в процессе гранитизации амфиболита

Окислы	Этапы процесса гранитизации											Привнос в вес. %	Вынос в вес. %
	амфиболит	1	2	3	4	5	6	7	8	9	гранито-гнейс		
SiO ₂	50.3585	52.7414	55.1244	57.5073	59.8903	62.2733	64.6562	67.0392	69.4221	71.8051	74.1880	2.3830	
Al ₂ O ₃	15.7429	15.4929	15.2429	14.9929	14.7429	14.4929	14.2429	13.9929	13.7429	13.4928	13.2428		-0.2500
Fe ₂ O ₃	0.0163	0.0489	0.0814	0.1140	0.1465	0.1791	0.2117	0.2442	0.2768	0.3093	0.3419		
FeO	11.4215	10.4362	9.4509	8.4656	7.4804	6.4951	5.5098	4.5245	3.5392	2.5539	1.5686		-0.9853
MgO	7.0963	6.4611	5.8258	5.1906	4.5554	3.9202	3.2850	2.6497	2.0145	1.3793	0.7441		-0.6352
CaO	11.7786	10.7606	9.7426	8.7246	7.7067	6.6887	5.6707	4.6527	3.6347	2.6168	1.5988		-1.0180
Na ₂ O	1.8257	1.9659	2.1061	2.2463	2.3865	2.5267	2.6669	2.8071	2.9473	3.0875	3.2278	0.1402	
K ₂ O	0.2185	0.6742	1.1300	1.5858	2.0416	2.4974	2.9531	3.4089	3.8647	4.3205	4.7763	0.4558	
H ₂ O	1.5418	1.4188	1.2958	1.1728	1.0497	0.9267	0.8037	0.6807	0.5577	0.4347	0.3117		-0.1230
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	3.0115	-3.0115

Таблица 2. Изменение энтальпии (H) и объема (V) породы в процессе гранитизации амфиболита

T, °C	P, кбар	Функция	Амфиболит	1	2	3	4	5
600	4	H, ккал/кг	-3139.39	-3158.95	-3178.65	-3198.37	-3218.13	-3237.16
		V, см ³ /кг	341.11	344.81	347.93	351.08	354.25	357.63
600	5	H, ккал/кг	-3132.11	-3151.60	-3171.08	-3190.59	-3210.14	-3228.89
		V, см ³ /кг	334.66	337.84	342.74	347.71	352.75	356.86
700	4	H, ккал/кг	-3102.19	-3122.36	-3144.33	-3166.33	-3188.29	-3209.53
		V, см ³ /кг	346.14	349.44	351.85	354.19	356.47	359.09
700	5	H, ккал/кг	-3095.73	-3116.26	-3135.65	-3157.80	-3179.89	-3201.32
		V, см ³ /кг	339.85	330.75	335.08	342.94	350.77	357.98

T, °C	P, кбар	Функция	6	7	8	9	Гранито-гнейс
600	4	H, ккал/кг	-3256.05	-3274.92	-3293.77	-3312.60	-3331.43
		V, см ³ /кг	362.00	366.42	370.86	375.30	379.73
600	5	H, ккал/кг	-3247.71	-3266.52	-3285.27	-3304.01	-3322.70
		V, см ³ /кг	361.19	365.53	369.87	374.22	378.82
700	4	H, ккал/кг	-3228.44	-3247.35	-3266.24	-3285.13	-3304.01
		V, см ³ /кг	363.48	367.86	372.24	376.60	380.95
700	5	H, ккал/кг	-3220.13	-3238.93	-3257.73	-3276.51	-3295.29
		V, см ³ /кг	362.30	366.61	370.90	375.19	379.53

и давлениях 4–5 кбар (амфиболитовая фация метаморфизма).

Гранитизация пород основного состава исследовалась на примере преобразования амфиболита в гранито-гнейс (см. табл. 1). В процессе взаимодействия глубинного флюида с амфиболитом привносились SiO₂, Na₂O, K₂O, а выносились Al₂O₃, FeO, CaO, MgO, H₂O. Первичный состав амфиболита, состоящего из минерального парагенезиса (T = 600°C, P = 4 кбар) Пл (46.9%), Би (2.1%),

кПир (6.8%), Амф_(м) (39.5%), Амф_(р) (4.7%), метасоматически преобразовывался в гранито-гнейс состава Кв (34.1%), КПШ (25.4%), Пл (33.8%), Би (5.9%), кПир (0.8%).

Процесс гранитизации амфиболита сопровождается увеличением объема породы (см. рис. 3). Изменение объема (в объем %) распределяется не линейно и впрямую связано с преобразованием минеральных парагенезисов в процессе привноса/выноса подвижных компонентов. Количества

Таблица 3. Изменение химического состава (в % вес.) в процессе гранитизации диорита

Окислы	Этапы процесса гранитизации											Привнос в вес. %	Вынос в вес. %
	диорит	1	2	3	4	5	6	7	8	9	гранито-гнейс		
SiO ₂	57.7150	59.3620	61.0091	62.6561	64.3031	65.9501	67.5971	69.2441	70.8911	72.5381	74.1851	1.6474	
Al ₂ O ₃	16.6917	16.3468	16.0018	15.6569	15.3120	14.9670	14.6221	14.2772	13.9322	13.5873	13.2424		-0.3449
Fe ₂ O ₃	3.1641	2.8819	2.5998	2.3176	2.0354	1.7532	1.4711	1.1889	0.9067	0.6245	0.3423		-0.2822
FeO	4.5359	4.2392	3.9424	3.6457	3.3490	3.0523	2.7555	2.4588	2.1621	1.8654	1.5686		-0.2967
MgO	4.1754	3.8323	3.4891	3.1460	3.8028	2.4597	2.1165	1.7734	1.4302	1.0871	0.7439		-0.3432
CaO	6.7488	6.2338	5.7187	5.2037	4.6887	4.1737	3.6587	3.1437	2.6287	2.1136	1.5986		-0.5150
Na ₂ O	3.3944	3.3777	3.3611	3.3444	3.3277	3.3111	3.2944	3.2777	3.2610	3.2444	3.2277		-0.0167
K ₂ O	2.2129	2.4692	2.7256	2.9819	3.2382	3.4946	3.7509	4.0072	4.2636	4.5199	4.7762	0.2563	
H ₂ O	1.3618	1.2568	1.1517	1.0467	0.9417	0.8367	0.7317	0.6267	0.5217	0.4167	0.3117		-0.1050
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	1.9037	-1.9037

Таблица 4. Изменение энтальпии (H) и тбъема (V) порады в процессе гранитизации диорита

T, °C	P, кбар	Функция	Амфиболит	1	2	3	4	5
600	4	H, ккал/кг	-3220.95	-3232.81	-3244.67	-3256.53	-3268.40	-3280.27
		V, см ³ /кг	363.48	365.32	367.17	369.01	370.86	372.71
600	5	H, ккал/кг	-3214.16	-3226.10	-3238.04	-3249.99	-3261.94	-3273.89
		V, см ³ /кг	361.88	363.80	365.72	367.64	369.56	371.49
700	4	H, ккал/кг	-3191.46	-3203.55	-3215.65	-3227.74	-3239.84	-3251.95
		V, см ³ /кг	366.43	368.10	369.77	371.44	373.11	374.78
700	5	H, ккал/кг	-3184.72	-3196.89	-3209.07	-3221.25	-3233.43	-3245.62
		V, см ³ /кг	364.50	366.27	368.04	369.81	371.59	373.36
T, °C	P, кбар	Функция	6	7	8	9	Гранито-гнейс	
600	4	H, ккал/кг	-3292.20	-3304.14	-3316.09	-3328.05	-3340.07	
		V, см ³ /кг	374.55	376.39	378.23	380.07	381.85	
600	5	H, ккал/кг	-3285.88	-3297.91	-3309.95	-3321.99	-33334.09	
		V, см ³ /кг	373.41	375.32	377.24	379.16	381.05	
700	4	H, ккал/кг	-3264.06	-3276.18	-3288.30	-3300.45	3312.71	
		V, см ³ /кг	376.45	378.12	379.79	381.46	382.98	
700	5	H, ккал/кг	-3257.82	-3270.02	-3282.24	-3294.47	-3306.81	
		V, см ³ /кг	375.13	376.91	378.68	380.45	382.10	

амфибола, биотита и мусковита влияют на наклон кривых, описывающих приращение объема твердых фаз. Наиболее отчетливо это проявлено при $T = 700^\circ\text{C}$, где скачок связан с исчезновением амфибола и появлением кварца, началом уменьшения количества биотита и появлением калиевого полевого шпата. С увеличением температуры процесса (от 600 до 700°C) объем растет интенсивнее (на 3%): при $P = 4$ кбар объем исходной породы при ее преобразовании в гранито-гнейс увеличивается на 13.93% ($T = 600^\circ\text{C}$) и 16.5% ($T = 700^\circ\text{C}$); при $P = 5$ кбар – на 13.63 и 16.35% соответственно.

Увеличение давления несколько уменьшает объемный эффект процесса.

Одним из характерных свойств гранитизации является экзотермичность процесса. На рис. 3 приведено изменение энтальпии относительно исходного амфиболита в одних и тех же P - T условиях. Так, при гранитизации 1 кг амфиболита и превращении его в гранито-гнейс выделяется от 190 до 201 ккал тепловой энергии (см. табл. 2). Увеличение давления снижает тепловой эффект процесса, и, наоборот, рост температуры увеличивает отдачу тепловой энергии.

Гранитизацию пород среднего состава рассмотрим на примере преобразования породы диоритового состава в гранитогнейс (см. табл. 3). Данный процесс, по сути, является калий-кремниевым метасоматозом, т.е. происходит привнос только SiO_2 и K_2O и вынос всех других элементов. Исходный модельный диорит, состоящий из Пл (46.6%), КПШ (12.3%), Кв (12.6%), Би (7.58%), оПир (11.4%), кПир (8.1%), Амф_(м) (1.4%), при температуре 600°C и давлении 4 кбар преобразуется в гранитогнейс с постепенным исчезновением (амфибол, затем клинопироксен) или уменьшением (ортопироксен, биотит) количества мафических минералов с ~24 до ~4 объем. % по мере увеличения кремнекислотности. Изменение температуры и давления до 700°C и 5 кбар не вносит существенных корректировок в ход процесса. Из минералов-индикаторов процесса гранитизации характерно увеличение количества КПШ и Кв, плагиоклаз раскисляется от № 41.6 до 24.6–17.5. Количество последнего постепенно уменьшается до ~20%, с одновременным увеличением количества кварца и калиевого полевого шпата (более 20 объем. % каждый).

Изменение минерального состава в процессе гранитизации, как и в предыдущих случаях, сопровождается увеличением объема. Так, при температуре 600°C и 4 кбар. объем увеличивается на 8.03%; при 600°C и 5 кбар – на 8.05%; при 700°C и 4 кбар – на 8.13% и при 700°C и 5 кбар – на 8.16 объем. %. Как и при гранитизации пород основного состава, процесс экзотермичен, но тепловой энергии выделяется значительно меньше – от 119 до 122 ккал/кг гранитизируемой породы (см. табл. 4). Объем и количество выделившейся энергии возрастают линейно по мере увеличения доли кремнекислоты (см. рис. 3).

Таким образом, наибольшее количество тепловой энергии выделяется при гранитизации ультраосновных и основных пород, и, следовательно, ореол прогретых пород вокруг растущего гранитогнейсового купола в этом случае будет больший. Аналогично и объем растут интенсивнее, если гранитизируются более основные породы.

Судя по геологическим данным, вокруг гранитогнейсовых куполов наблюдаются термальные метаморфические ореолы, что указывает на вынос тепла из тела купола при его гранитизации. Это подтверждается и проведенными нами исследованиями.

Для того чтобы оценить количество тепла, вынесенного за пределы купола, была создана простая модель, в которой в зависимости от степени нарастания процесса гранитизации в объеме купола тепло пошагово привносилось в окружающее пространство. Поскольку гранитизация по условию развивается в амфиболитах, то и вмещающие породы представлены амфиболитом. Процесс выделения

Таблица 5. Изменение температуры вмещающих амфиболитов в зависимости от привнесенной тепловой энергии

Номер шага	Количество привнесенного тепла (ΔH), в ккал/кг	Температура вмещающих пород в °C
1	0.5	≈ 600
2	5.0	≈ 618
3	10.0	≈ 636
4	15.0	≈ 348
5	20.0	≈ 356
6	30.0	≈ 680

тепла условно разобьем на несколько последовательных ступеней, отвечающих нарастанию процесса гранитизации. Таким образом, грубо, но достаточно адекватно моделируется процесс теплопередачи от купола во вмещающую среду, когда процесс идет по нарастающей.

Так, при гранитизации 1 кг амфиболита при 600°C и 4 кбар выделяется 192.03 ккал, а при 700°C и 4 кбар – 201.82 ккал тепловой энергии, которая пойдет на прогрев окружающих пород. Результаты расчета прогрева окружающих пород при шаговом поступлении тепла (табл. 5) показывают, что уже 30 ккал достаточно для нагрева 1 кг пород, контактирующих с куполом, с 600 до 680°C. Из расчетов следует, что все выделившееся при полной гранитизации 1 кг амфиболита тепло прогреет 5–6 кг вышележащих пород от 600 до 680°C. Поскольку в условиях высокой степени флюидизации рассланцованных пород чисто кондуктивного переноса тепла быть не может, то тепло идет не только на нагрев пород, но и флюидов, заключенных в ней. Если же учесть, что при замещении амфиболита гранитизированной породой выделяется H_2O , то, по всей вероятности, вода и является главным теплоносителем, который будет переносить тепло во вмещающие породы.

В любом случае при флюидном переносе или кондуктивном прогреве за счет выделяющейся из купола тепловой энергии вокруг него формируется термальный ореол.

Если в расчетах исходить из шарообразной формы купола, принятой в наших модельных построениях, то при его диаметре в 6 км термальный зональный ореол в идеальном случае может достигнуть 2.5 км. Естественно, что максимальные температуры будут четко фиксироваться в минеральных парагенезисах у контактовой зоны, а минимальные – на удалении от нее, где появление минералов, связанных с температурным ореолом, зачастую распознается с трудом.

Исходя из результатов моделирования, которые хорошо соотносятся с геологическими данными, можно сделать вывод, что гранитогнейсовый купол представляет самоорганизующуюся открытую неравновесную динамическую систему [20]. Из полученных расчетных данных следует, что в гранитогнейсовом куполе и окружающих его породах одновременно (в геологическом масштабе времени) протекают два разнонаправленных процесса (см. рис. 4).

Процесс гранитизации (дебазификации) сопровождается генерацией тепла и увеличением объема пород. Поскольку в тело купола продолжается поступление высокотемпературного глубинного флюида, то во вмещающие более холодные породы происходит диссипация не только тепловой, но и механической энергии за счет приращения объема ($+\Delta V$) при гранитизации пород. Следствием этого является возрастание T и P во вмещающих породах и метаморфизм пород, идущий с поглощением тепловой энергии и уменьшением объема породы (рис. 4). Таким образом, возникает самоорганизующаяся компенсационная структура, в которой генерируемая в теле купола тепловая и механическая энергия поглощается вмещающими породами, что приводит к их метаморфизму.

Еще раз подчеркнем, что в случае развития процессов гранитизации по амфиболитам или породам, содержащим много гидратсодержащих минералов, в силу того, что во вновь образованной породе преобладают “сухие” минералы – кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, во флюид переходит большое количество H_2O . Иными словами, в этих условиях гранитизация является мощным генератором флюидов, на базе которых протекают процессы метаморфизма в околокупольном и рудообразования в надкупольном пространстве.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Когда в середине XX века стало очевидным, что горообразование не обязательно связано с геосинклинальным этапом развития, а орогенез проявляется и на древних щитах, были описаны эпиплатформенные орогенные пояса; произошел возврат к представлениям о роли гранитоидов в процессе орогенеза. По сути дела, мы вернулись к интуитивным понятиям П.С. Палласа, который в труде “Наблюдения за образованием гор” впервые указал на наличие центральной гранитной оси горных систем Урала и Алтая, с которой связаны максимальные поднятия.

Как нами подчеркивалось выше, даже после прекращения процессов гранитизации, в силу дефицита массы по отношению к окружающим породам, гранитогнейсовые купола продолжают всплывать до установления изостатического рав-

новесия с субстратом. В результате на дневную поверхность выводятся глубинные породы гранулитовой и амфиболитовой фации, сформированные при высоких T и P , если они имеют преимущественно кислый, приближающийся к гранитному состав. Благодаря росту гранитогнейсовых куполов и их последующему всплыванию образуются протяженные долгоживущие горные системы, являющиеся устойчивыми областями сноса обломочного материала в сопряженные с ними меж- или околокупольные прогибы. Точно так же, как в океане фиксируются парные системы “островная дуга – глубоководный желоб”, на континенте это типичная пара “гранитогнейсовые валы и меж- или околокупольные депрессии”. Подобные системы характерны для случаев развития купольных структур вдоль протяженных линияментов, по которым из мантии поступали гранитизирующие флюиды.

В любом случае это прогрессивно воздымающиеся участки земной коры, так называемые “антиклинорные поднятия”, “сводово-глыбовые поднятия”, “срединные массивы” и т.д. Иными словами, это устойчивые области эрозии, сопровождаемые эквивалентными по размерам аккумулятивными бассейнами, куда поступали продукты разрушения горных пород, обычно это конседиментационные прогибы.

Детальные петролого-структурные исследования, выполненные в метаморфических ореолах гранитогнейсовых куполов, фиксируют линейный характер проявления тектонических и тепловых воздействий. По результатам изучения Музкольского комплекса на Памире [5] устанавливаются до 6 этапов деформаций метаморфических пород в ореоле растущего гранитогнейсового купола. Аналогичная ситуация наблюдается при всех случаях детального изучения структурной эволюции метаморфических процессов вокруг куполов.

Все эти многочисленные факты дают основание для предположения об импульсивном характере процесса передачи динамического напряжения от купола к окружающим породам. Иными словами, механическая и тепловая энергия в куполе может накапливаться постепенно, а передаваться в окружающую среду в виде сравнительно непродолжительных импульсов, за которыми будет следовать интервал сохранения всей системы в стационарном состоянии. В еще большей мере это относится к стадии пассивного всплывания купола, когда его подъем к поверхности может происходить не линейно, а в виде дискретных более сильных тектонических импульсов на фоне общего подъема.

Несмотря на очевидную важность решения рассматриваемой задачи, до сих пор не было предпринято попыток оценить силу, необходимую для всплывания купола, с точки зрения сум-

марного баланса сил, противодействующих этому всплыванию, и уже затем сопоставить полученные при такой оценке значения с величиной возможной подъемной силы.

Пусть на некоторой глубине от поверхности (H) формируется тело, идеализированно представляемое в виде шара, радиус которого с течением времени увеличивается (рис. 5А). Опишем взаимодействие сил, способствующих и препятствующих изменению радиуса тела во времени.

Предположим, что рост тела происходит за счет действия некоторой силы $f(t)$, изменяющейся во времени и направленной по оси Oy . Эта сила преодолевает: 1) силу тяжести растущего тела F_m ; 2) силу тяжести (давление P_n) вышележащих пород. Однако непосредственно на растущую поверхность действует только литостатическое давление перекрывающих пород, поэтому, в первом приближении, силой тяжести самого тела можно пренебречь.

Изначально в некоторый момент времени t_0 тело имеет радиус R_0 . Предполагается, что растущее тело однородно и в процессе роста его однородность не изменяется, а рост происходит только за счет изменения объема.

Давление вышележащих пород P_n распределяется по площади верхней половины сферы, т.е. в момент времени t_0 имеем:

$$F_n(t_0) = P_n \frac{2}{6} \pi g R_0^2 = \rho_n g \frac{\pi R^2}{2} \left(\frac{1}{2} H - \frac{4}{3} R_0 \right) \quad (1)$$

и в момент времени t_1 , соответственно,

$$F_n(t_1) = -\rho_n g \frac{\pi R^2}{2} \left(\frac{1}{2} H - \frac{4}{3} R_1 \right).$$

Таким образом, для растущего тела в оба момента времени баланс сил запишется:

1) для момента времени t_0

$$-\rho_n g \frac{\pi R^2}{2} \left(\frac{1}{2} H - \frac{4}{3} R_0 \right) + f_0(t_0) = 0;$$

2) для момента времени t_1

$$-\rho_n g \frac{\pi R^2}{2} \left(\frac{1}{2} H - \frac{4}{3} R_1 \right) + f_1(t_1) = 0.$$

Рассмотрим баланс сил для промежутка времени $\Delta t = t_1 - t_0$:

$$\rho_n g \frac{4\pi(R_1^3 - R_0^3)}{6} \frac{1}{\Delta t} - H \rho_n g \frac{\pi(R_1^2 - R_0^2)}{2} \frac{1}{\Delta t} + \frac{f_1(t_1) - f_0(t_0)}{\Delta t} = 0,$$

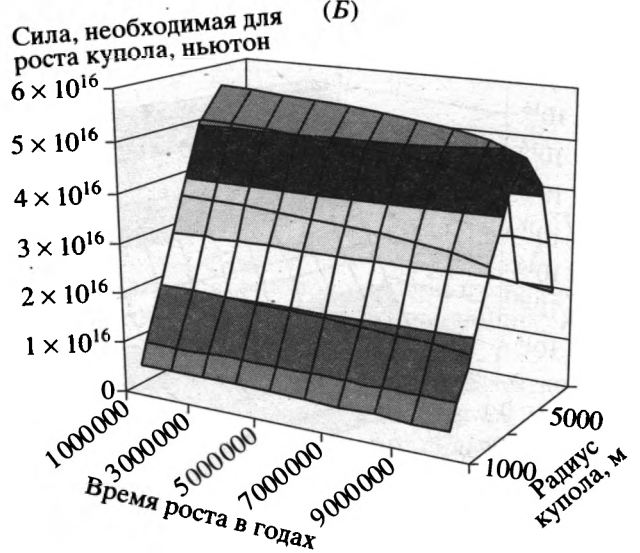
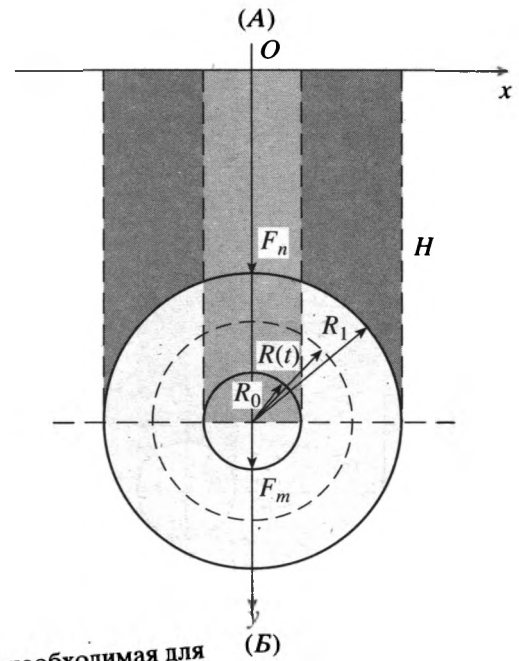


Рис. 5. Расчетная модель (А) и пороговые значения силы, необходимой для роста гранитогнейсового купола, в зависимости от времени (Б). Пояснение в тексте.

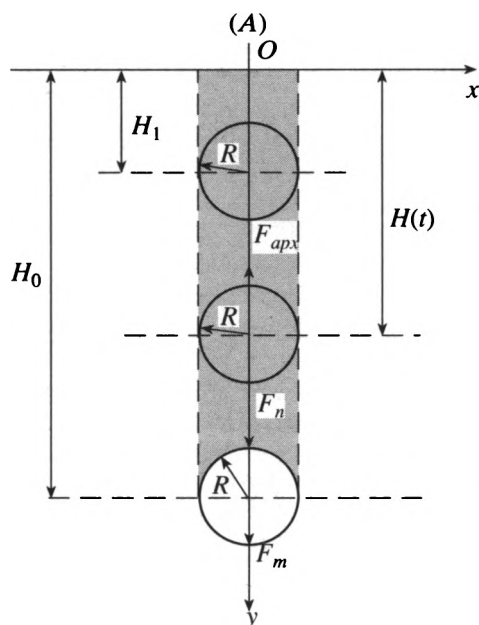
и при $\Delta t \rightarrow 0$ имеем дифференциальное уравнение вида:

$$\rho_n g \frac{4\pi dR^3}{6} \frac{1}{dt} - H \rho_n g \frac{\pi dR^2}{2} \frac{1}{dt} + \frac{df}{dt} = 0,$$

или нелинейное дифференциальное уравнение первого порядка:

$$\rho_n g \pi (2R - H) \frac{dR}{dt} + \frac{df}{dt} = 0.$$

Если принять условие, что в начальный момент времени ($t = 0$) радиус тела равен нулю



Сила, необходимая для роста купола, ньютон
 4.0×10^{16}

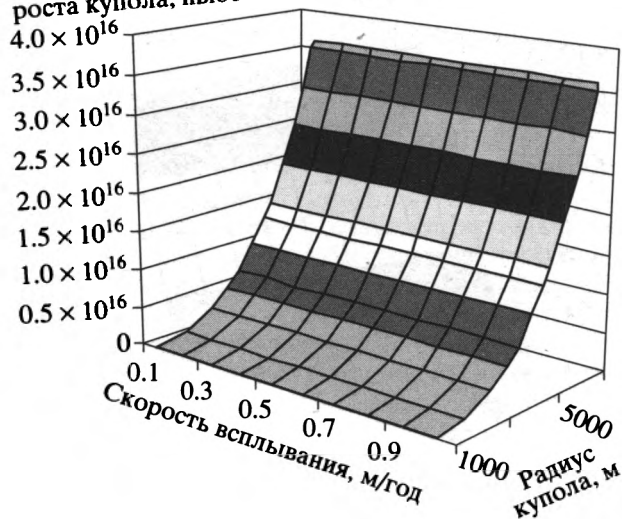


Рис. 6. Расчетная модель (А) и пороговые значения силы, необходимой для всплывания гранитогнейсового купола различного радиуса, в зависимости от скорости всплывания (Б).

Пояснения в тексте.

($R(0) = 0$), то для определения роста тела справедлива задача Коши при $R(0) = 0$.

Пусть $\Phi = \frac{df}{dt}$ есть скорость изменения силы,

тогда в начальный момент времени имеем:

$$\rho_n g \pi R (2R - H) \frac{dR}{dt} + \Phi_0 = 0;$$

уравнение с разделяющимися переменными:

$$\rho_n g \pi R (2R - H) dR + \Phi_0 dt = 0,$$

которое легко интегрируется:

$$\int_0^R \rho_n g \pi 2R^2 dR - \int_0^R H \rho_n g \pi R dR + \int_0^t \Phi_0 dt = 0,$$

и далее

$$\rho_n g \pi \frac{2}{3} R^3 - H \rho_n g \pi \frac{1}{2} R^2 + \Phi_0 t = 0.$$

Из полученного уравнения можно оценить Φ_0 , т.е.

$$\Phi_0 = H \rho_n g \pi \frac{1}{2t} R^2 - \rho_n g \pi \frac{2}{3t} R^3,$$

или

$$\Phi_0 = \frac{\rho_n g \pi R^2}{t} \left(\frac{H}{2} - \frac{2}{3} R \right).$$

Если же от скорости изменения силы перейти непосредственно к силе роста купола, то получим:

$$\frac{df}{dt} = \rho_n g \pi R^2 \left(\frac{H}{2} - \frac{2}{3} R \right) \int_0^t \frac{1}{t} dt,$$

откуда найдем f :

$$f = \rho_n g \pi R^2 \left(\frac{H}{2} - \frac{2}{3} R \right) \ln t.$$

Полученные соотношения дают возможность перейти к анализу конкретных геологических ситуаций. Оценим силу, необходимую для роста гипотетического шарообразного гранитогнейсового купола, формирующегося на глубине 10 км. Осредненную плотность вмещающих пород примем равной 2700 кг/м^3 . Временной интервал роста ограничим рамками от 1 до 10 млн. лет (см. рис. 5Б). Наглядно видно, что, когда радиус купола превышает 5 км, сила, необходимая для его дальнейшего роста, начинает уменьшаться. Большее время роста также требует меньшей силы.

Допустим теперь, что на некоторой глубине от поверхности (H) уже сформировано тело, аналогично представляемое в виде шара определенного радиуса (R) (рис. 6А). Рассмотрим баланс сил, способствующих и препятствующих всплыванию тела со скоростью v из глубины к поверхности. Подъем тела происходит за счет действия некоторой силы $f(t)$, изменяющейся во времени и направленной по оси Oy . Эта сила преодолевает: 1) силу тяжести растущего тела F_m ; 2) силу тяжести P_n вышележащих пород и, поскольку тело движется в вязкой среде, силу вязкого трения F_b .

Допустим, что в процессе всплывания тело имеет постоянную плотность $\rho_m = \text{const}$. Следовательно, сила его тяжести определяется по формуле:

$$F_m = \rho_m V = \frac{4}{3} \pi g R^3 \rho_m.$$

Сила тяжести перекрывающих пород определена уравнением (1):

$$F_n(t) = \rho_n g \frac{\pi R^2}{2} \left(\frac{1}{2} H(t) - \frac{4}{3} R \right).$$

Сила вязкого трения для шара определяется формулой Стокса [32]:

$$F_b = 4\pi\eta Rv,$$

где v – скорость движения тела; η – вязкость вмещающих пород.

Таким образом, можно записать баланс сил для всплывающего тела:

$$\frac{4}{3} \pi g R^3 \rho_m + \rho_n g \frac{\pi R^2}{2} \left(\frac{1}{2} H(t) - \frac{4}{3} R \right) + 4\pi\eta Rv = f,$$

причем скорость есть не что иное, как производная вертикальной координаты центра тяжести тела по времени. Отсюда имеем систему уравнений:

$$\begin{cases} \frac{4}{3} \pi g R^3 \rho_m + \rho_n g \frac{\pi R^2}{2} \left(\frac{1}{2} H(t) - \frac{4}{3} R \right) + 4\pi\eta R \frac{dH}{dt} = f, \\ \frac{dH}{dt} = \varphi(R, H). \end{cases}$$

В первом приближении разумно предположить $\varphi(R, H) = \text{const}$, и тогда можно оценить пороговые значения, которые необходимо преодолеть силе всплывания для того, чтобы подобное восходящее движение стало возможным. Радиус купола примем равным 3 км, плотность его пород – 2600 кг/м^3 , вязкость вмещающих пород [31] – 10^{21} П; радиус купола будем варьировать от 0.5 до 7 км (см. рис. 6Б). Очевидно, что сила вязкого трения значительно меньше силы тяжести и потому скорость движения тела практически не влияет на суммарную силу; при различных скоростях всплывания (от 0.01 до 0.1 м/год) имеем практически идентичную картину. Естественно, сила, необходимая для всплывания, тем меньше, чем ближе купол к дневной поверхности.

В качестве основной движущей силы процесса разумно предположить нарушение изостатического равновесия, способное за счет различия плотностей вызвать всплывание тела, сложенного легким гранитоидным материалом, на фоне более тяжелого субстрата [17]. Таким образом, физическая сторона явления легко может быть

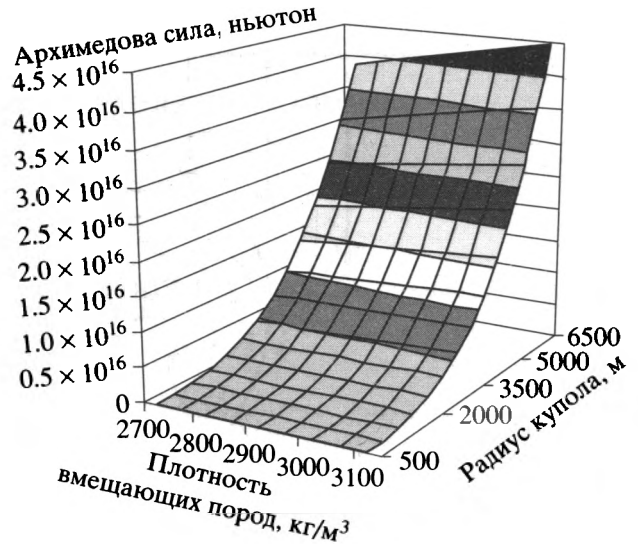


Рис. 7. Значения архимедовой (подъемной) силы, генерируемой куполом, в зависимости от радиуса купола и плотности вмещающих пород (плотность пород купола 2600 кг/м^3).

формализована в виде архимедовой силы ($F_{арх}$) для шара [8]:

$$F_{арх} = \frac{4}{3} \pi g R^3 \rho_n.$$

Оценим ее для куполов различного размера, в зависимости от плотности вмещающих пород (рис. 7).

Наглядно видно, что величина архимедовой силы не всегда превышает или хотя бы сопоставима с пороговыми значениями силы, необходимой для всплывания, т.е. упрощенный механизм возмущения гравитационного поля за счет инверсии плотностей и дальнейшего его выравнивания по мере всплывания купольной структуры, несомненно, действителен в определенных геологических ситуациях (большая контрастность плотностей; небольшие амплитуда и скорость вертикальных перемещений), однако в целом не является исчерпывающим для объяснения столь широко распространенного в природе явления. Во многих случаях требуется действие дополнительных факторов, способствующих его реализации.

К числу таких факторов можно отнести следующие.

1. Как было показано нами ранее [17], в амфиболитовой фации метаморфизма приблизительно с 510°C начинается перестройка решетки кварца в связи с фазовым переходом α - β кварца и уже с 524°C начинается интенсивное увеличение его объема, достигающее при 573°C 4.55%, при этом энергия перехода равна 3.5 кал/г. Наиболее существенным следствием α - β перехода является рез-

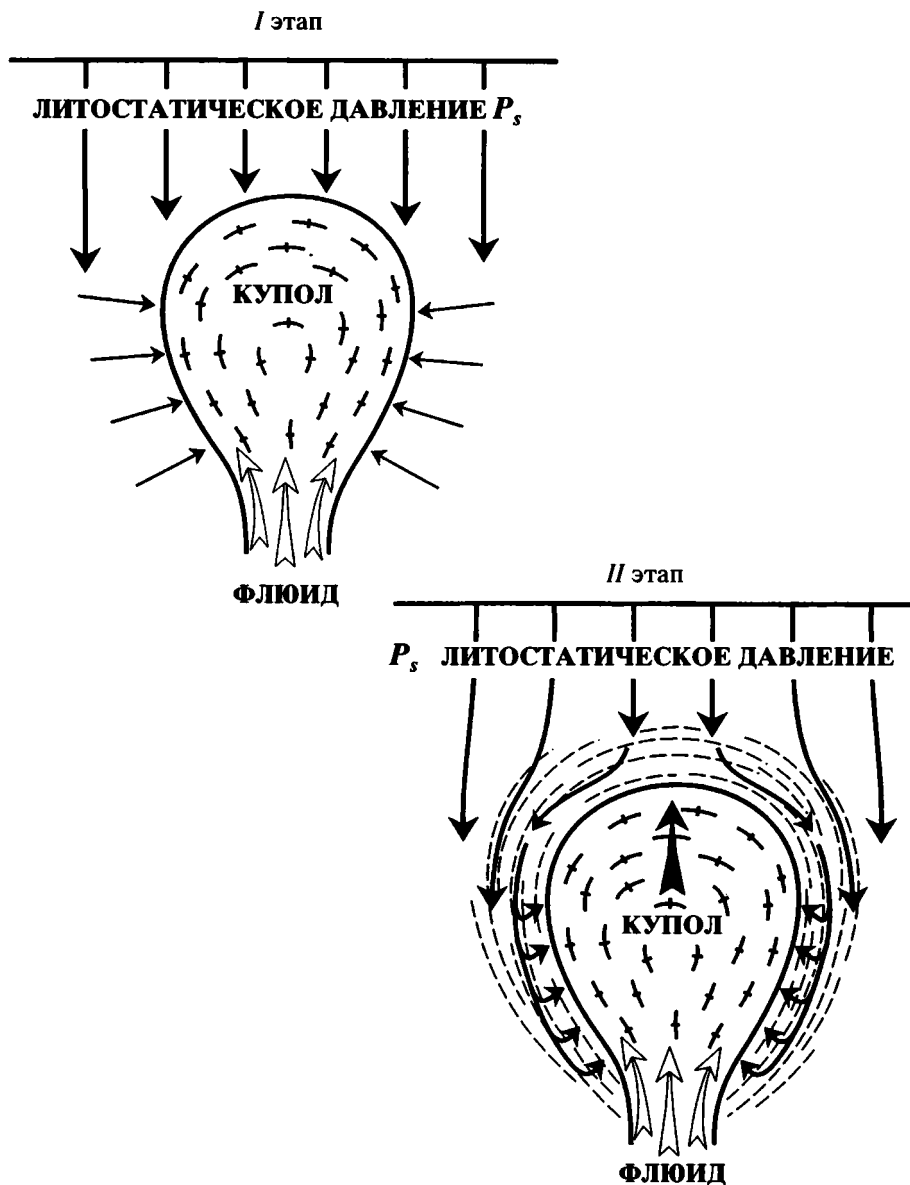


Рис. 8. Динамическая модель купола на ранней (I этап) и поздней (II этап) стадиях развития. Условные обозначения см. на рис. 4.

кое падение механической устойчивости α -кварца, начиная с 510–520°C, которое достигает максимума при 555–575°C [9, 28]. Следовательно, в условиях метаморфизма процесс α - β перехода кварца способствует резкому снижению вязкости пород и переводит их в жидко-пластичное состояние. Происходит “механическое плавление” пород [17]. Это обстоятельство понижает сопротивляемость вмещающей среды всплыванию купола.

2. Формирование околокупольного метаморфического ореола, в котором снижается вязкость пород и начинает преобладать вязко-пластическое течение, направленное сверху вниз по вектору градиента давлений (рис. 8, II этап). В этих ус-

ловиях происходит перемещение части материала, что приводит, с одной стороны, к снижению литостатического давления в верхней части купола, а с другой – обеспечивает подтекание метаморфических пород под всплывающий купол (см. рис. 8, II этап). Таким путем формируются своеобразные зоны течения околокупольных пород [20]. Масштабы этого явления эквивалентны объему купола, перемещающегося по вертикали. Подтекание под купол пластичных пород, передающих избыточное давление, является дополнительным источником подъемной силы для всплывающего купола.

В своем развитии купола проходят длительный путь становления: активный этап – непосред-

ственно гранитизация и формирование системы купол–околокупольное метаморфическое обрамление; пассивный этап – всплытие купола, формирование на поверхности поднятия с последующим его диапиризмом, денудация, образование предгорной молласы или околокупольных депрессий, формирование поверхности выравнивания, эндогенный и тектонический перерыв, который может длиться сотни миллионов лет. Последующая флюидизация литосферы приводит к регенерации гранитогнейсовых куполов, когда повторной гранитизации подвергаются даже базальные конгломераты с галькой предыдущих гранитов, гнейсов и мигматитов. После этого повторение всего цикла, или “вторая орогенная”, по П. Эскола, когда возникшие на глубине более кислые, а поэтому и менее плотные граниты начинают всплывать, формируя поднятия, сложенные гранитоидами предыдущего этапа [34].

Уникальная способность гранитогнейсовых куполов в регенерации обуславливается, в первую очередь, сохранением глобальных флюидопроводников – зон глубинных разломов, по которым происходит перенос гранитизирующих компонентов при последующих импульсах флюидизации литосферы.

Механизм этого явления был нами описан ранее [17] и состоит в том, что все последующие очаги гранитизации размещаются в ранее гранитизированном субстрате, но на большей глубине. При этом на каждом этапе формируются все более легкие разности гранитоидов, что обуславливает нарушение изостатического равновесия и возобновление процесса всплывания купольной массы. Формируется структура “купол в куполе”, которая может подвергаться регенерации несколько раз (рис. 9). Такая обратная петрохимическая зональность, когда более легкие гранитоиды с течением геологического времени формируются на все больших глубинах, приводит к повторяемости восходящих движений в пределах ранее эродированных горных орогенных систем, сложенных гранитогнейсовыми куполами.

При реализации такого механизма в верхних “холодных” частях гранитных куполов будут проявляться процессы катаклаза и хрупкого дробления, часто наблюдаемых в Тянь-Шане и описанных М.Г. Леоновым [16] на Кавказе, в Туркестанском и Гиссарском хребтах.

О реальных скоростях всплывания гранитогнейсовых куполов можно судить лишь по современным молодым горным системам, доступным изучению современными методами, где процессы гранитизации проявились в последние несколько миллионов или десятков миллионов лет.

К.Д. Оллиер и К.Ф. Пайн [43] описали гранитогнейсовый купол на острове Гуденаф (Папуа – Новая Гвинея), который сложен гнейсами амфи-

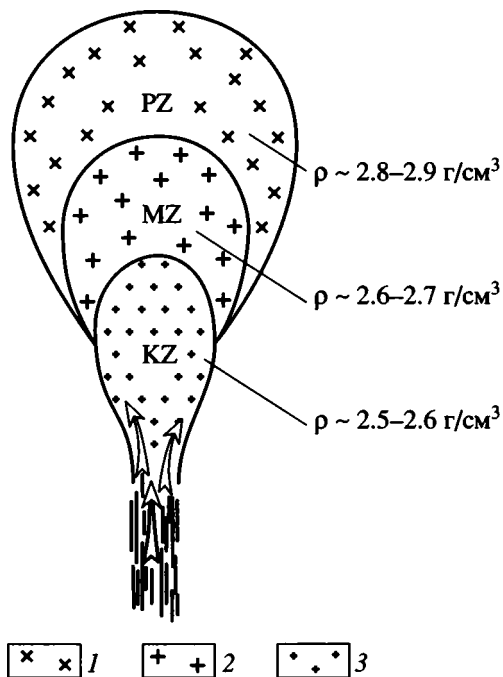


Рис. 9. Возрастная схема регенерации гранитогнейсового купола.

1 – палеозойские гранодиориты и диориты; 2 – биотитовые граниты; 3 – аляскииты и граносиениты.

болитовой фации, а в его ядре располагаются гранодиориты с абсолютным возрастом всего лишь в 2.9 млн. лет. Этот купол возвышается в виде поднятия в современном рельефе до 2500 м, диапирируя вышележащие метавулканы (рис. 10). Более поздние исследователи [39] провели детальные петрологические исследования пород этого купола и установили, что всплывание основной массы гнейсов и гранодиоритов с глубины ~20 км до дневной поверхности произошло приблизительно за 2.5–2.8 млн. лет.

Наиболее молодые горные системы – Гималаи и Гиндукуш, по мнению сторонников теории литосферных плит, имеют сугубо тектоническую природу за счет воздействия Индийской плиты на Евроазиатскую. Но эта модель не выдерживает никакой критики в свете неоспоримых фактов; коллизия произошла ~40 млн. лет назад, а горные системы возникли 5–2 млн. лет назад [35]. Судя по геологическим и геофизическим данным, цокольные части Гималаев и Гиндукуша сложены гранитами, имевшие интрузивные взаимоотношения с поднятыми в ходе орогении осадочными породами [36].

Таким образом, мы имеем дело опять же с процессом, аналогичным по своему механизму с формированием платформенных орогенных поясов. В данном случае столкновение двух плит привело к глубокому взламыванию литосферы и интенсивной

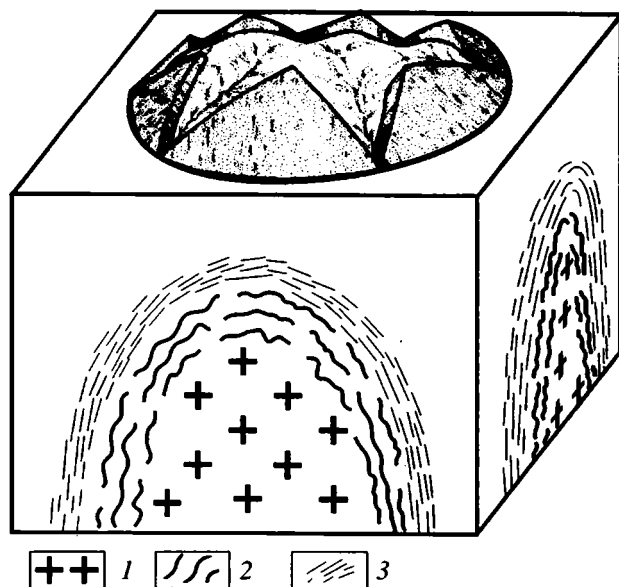


Рис. 10. Предполагаемые взаимоотношения гранитов, гнейсов, сланцев и растущего купола [43].

1 – граниты; 2 – гнейсы; 3 – сланцы.

гранитизации пород вдоль шовной зоны сочленения. Интервал в 30 млн. лет явился временем “вызревания” гранитогнейсовых куполов на глубине и продолжающегося подъема их до 8 км. Характерна хорошая корреляция между масштабами тектонического импульса взламывания литосферы, масштабами гранитизации и высотой подъема горных систем.

Судя по детальным исследованиям почв [48], воздымание Гималаев началось с плиоцена. Когда за последние ~0.7 млн. лет произошло поднятие ~ на 2 км. На основании геоморфологических данных [46] среднюю скорость воздымания Гималаев определяют приблизительно в 2 км/млн. лет. Иными словами, формирование горных систем Гималаев, в цокольной части которых широко развиты граниты, произошло за последние 3–4 млн. лет и продолжается далее. Столь же непродолжительна и жизнь таких горных систем, как Каракорум, где по комплексным оценкам 6 км пород были эродированы в течение 5 млн. лет [37].

Молодые горные системы Центральной Азии, сложенные преимущественно гранитами палеозойского и мезозойского возраста, также начали воздыматься в последние несколько миллионов лет, о чем говорит наличие плиоценовых поверхностей выравнивания, поднятых на высоты 2000–2500 м в Хамар-Дабане и Восточном Саяне. Силой, воздымающей эти линейные горные системы, по всей вероятности, являются самые молодые и наиболее легкие гранитоидные массы, скрытые от нас на глубине в недрах этих горных систем (см. рис. 10), сложенных гранитогнейсовыми куполами.

Таким образом, очевидно, что скорость всплытия гранитогнейсовых куполов или системы сопряженных куполов определяется многими факторами, но неизмеримо возрастает по мере приближения к дневной поверхности, где купол протыкает верхнюю часть разреза и далее продвигается за счет протрузии. По аналогии линейно вытянутая вдоль глубинного разлома система сопряженных куполов как бы “пропиливает” верхнюю часть коры, формируя горный хребет. По сути, это заключительные стадии угасания мощных эндогенных систем, в которых проявились взаимосвязанные процессы гранитизации, метаморфизма и тектоники.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 99-05-64169 и 99-05-65636.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М.: Геолгиздат, 1946. 211 с.
2. Буряк В.А. Роль гранито-гнейсовых куполов в размещении метаморфогенных месторождений // Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных месторождений. Киев: Наук. думка, 1986. С. 69–86.
3. Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Савельева Т.Е. Зональные комплексы докембрия и фанерозоя // Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М.: Наука, 1983. С. 37–44.
4. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В., Лашкевич В.В. Моделирование на ЭВМ процессов гранитизации габброидов // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 2. С. 446–449.
5. Дюфур М.С., Котов Н.В. Альпийский метаморфизм на Восточном Памире // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: 1977. Вып. 6. С. 69–73.
6. Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1987. № 6. С. 3–14.
7. Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1996. № 4. С. 3–12.
8. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Глубинное строение плутонов Монголии и Забайкалья. Новосибирск: Наука. 1978. 62 с.
9. Зубов В.Г., Фирсов Н.Н. О свойствах кварца // Кристаллография. 1962. Т. 7. Вып. 3. С. 469–471.
10. Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А., Кулик Д.А., Павлов А.Л., Третьяков Г.А., Кашик С.А. Минимизация свободной энергии при расчете гетерогенных равновесий // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 6. С. 3–21.
11. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1975. 200 с.
12. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 32–51.

13. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335–453.
14. Кузнецов Ю.А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизма образования гранитоидных тел // Геология и геофизика. 1966. № 6. С. 3–16.
15. Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества // Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969. С. 7–20.
16. Леонов М.Г. Протрузии кристаллического фундамента // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 2. С. 3–18.
17. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
18. Летников Ф.А. Рудогенерирующая сущность процессов гранитизации // Металлогения раннего докембрия. Л.: Наука, 1984. С. 15–24.
19. Летников Ф.А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 16–24.
20. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
21. Летников Ф.А., Мельников А.И., Петрова З.И., Левицкий В.И. и др. Путеводитель Байкальской экскурсии (VII Всесоюзное петрографическое совещание). Иркутск: Институт земной коры, 1986. 62 с.
22. Летников Ф.А., Меньшагин Ю.В., Лашкевич В.В., Дорогокупец П.И. Сравнительная энергетическая характеристика флюидных и силикатных систем литосферы // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 666–670.
23. Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В., Грудинин М.И. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 184 с.
24. Павлова Т.Г. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов // Геотектоника. 1967. № 3. С. 63–68.
25. Проблема образования гранитов. М.: Изд-во иностранной литературы, 1950. 385 с.
26. Рид Р., Праусниц Дж., Шервуд Т. Свойства газов и жидкостей. Л.: Химия, 1982. 592 с.
27. Салон Л.И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Вып. 4. С. 5–30.
28. Семенченко В.К., Баскакова В.Б. О термодинамической устойчивости кварца в области α - β перехода // Изв. АН СССР. Сер. неорг. матер. 1969. № 4. С. 766–777.
29. Синицын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 490 с.
30. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.
31. Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972. 155 с.
32. Яворский Б.М., Детлаф А.А. Справочник по физике для инженеров и студентов вузов. М.: Наука, 1964. 451 с.
33. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // J. Petrology. 1988. Vol. 29. № 2. P. 445–522.
34. Escola P.E. The problem of mantled gneiss domes // Geol. Soc. London Quart. Jour. 1949. 104. P. 461–476.
35. Foster D.A., Gleadow A.J.W., Mortimer G. Rapid Pliocene exhumation in the Korakoror // Geology. 1994. Vol. 22. P. 12–22.
36. Gansser A. Geology of the Himalayas. New York: Wiley, 1964. 217 p.
37. Gilchrist A.R., Summerfield M.A., Cockbrun H.A.P. Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of orogens // Geology. 1994. Vol. 22. P. 963–966.
38. Helgeson H.C., Kirkham D.H., Flowers G.C. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kb // Amer. J. Sci. 1981. Vol. 281. P. 1249–1516.
39. Hill E.J., Baldwin S.L., Lister G.S. Unroofing of active metamorphic core complexes in the O'Entrecasteaux Island, Papua New Guinea // Geology. 1992. Vol. 20. P. 907–910.
40. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. Vol. 16. P. 309–343.
41. Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. SUPCRT 92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of mineral gases, aqueous species and reactions from 1 to 5000 bar and from 0 to 1000°C // Comput. & Geosci. 1992. Vol. 18. P. 899–947.
42. Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A. Modeling of chemical mass transfer in geochemical processes: thermodynamic relations, conditions of equilibria, and numerical algorithms // Amer. J. Sci. 1997. Vol. 297. P. 767–806.
43. Ollier C.D., Pain C.F. Active gneiss domes in Papua New Guinea. New Tectonic Landforms // Z. Geomorph. 1981. Bd. 25. P. 133–145.
44. Perrin R., Roubault M. On the granit problem // The Journal of Geology. 1949. Vol. 57. № 4. P. 3–31.
45. Shock E.L., Oelkers E.H., Johnson J.W., Sverjensky D.A., Helgeson H.C. Calculation thermodynamic

- and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: effective electrostatic radius to 1000°C and 5 kbar // *J. Chem. Soc. London: Faraday Trans.*, 1992. Vol. 88. P. 803–826.
46. *Summerfield M.A.* Global Geomorphology. An Introduction of the Study of Landforms. London: Burnt Mills, 1991, 315 p.
47. *Tanger J.C., Helgeson H.C.* Calculation of the thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: revised equations of state for the standard partial molal properties of ions and electrolites // *Amer. J. Sci.* 1988. Vol. 288. P. 19–98.
48. *Zhang Benxing.* The influence of Himalayan uplift on the development of Quaternary glaciers // *Z. Gemorph.* 1989. Bd. 76. P. 89–115.

Рецензенты: С.П. Кориковский, В.Н. Шолто

Interrelations among the Processes of Granitization, Metamorphism, and Tectonics

F. A. Letnikov, S. O. Balyshev, and V. V. Lashkevich

*Institute of the Earth's Crust, Russian Academy of Sciences,
ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia*

This paper deals with the interrelation of granitization and metamorphism with tectonic processes caused by the formation of granite-gneiss domes. Granite-gneiss domes are treated as self-organizing, open, nonequilibrium, and dynamic systems that operate in the Earth's crust under the effect of mantle-derived granitizing fluids. The process of basic and intermediate rock granitization results in rock volume growth and heat release. Granitization of amphibolites and other rocks rich in hydrous minerals is accompanied by the generation of water which is the main heat transfer agency during the dissipation of thermal energy into the surrounding rocks. Granite-gneiss domes and the surrounding metamorphic rocks present an example of compensation-type structures. The growth of a dome is accompanied by the debasification and decompaction of its initial rocks and by the generation of heat and mechanical energy; the process of metamorphism in the space around the dome is associated with heat energy absorption and the compaction and deformation of the surrounding rocks. The use of the physicochemical modeling of granitization and metamorphism processes yielded numerical characteristics of the thermal and volumetric effects of these processes at different crustal depths and varying P - T conditions. On the strength of their mass deficiency, granite-gneiss domes tend to rise during and at the end of the dome formation process to produce uplifts and orogenic mountain systems. A model calculation yielded relations between the forces involved, which can be used to estimate the dynamic parameters which control the growth and rise of granite-gneiss domes up to the emplacement of protrusions in the subsurface crust and the formation of mountain systems. These are the final phases of the extinction of powerful endogenic systems based on the processes of granitization and related metamorphism.

УДК [552.321.1:551.72]:550.831(470.22)

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТЫ: ТРЕХМЕРНЫЕ ФИГУРЫ И ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛИИ)

© 2000 г. Э. Н. Лишневецкий

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

Поступила в редакцию 24.05.99 г.

В статье на количественной основе рассматриваются малоизученные вопросы объемного строения наиболее древних по происхождению гранитных тел, их положение и роль в строении раннедокембрийской земной коры. На территории Карелии по степени отображения в гравитационном поле выделены: 1) маломощные автономные массивы и 2) гранитные плутоны мощностью от 2 до 7 км. Установлена уплощенная форма плутонов и их исключительная приуроченность к гнейсо-гранитовому “слою”. Статистически показано, что вертикальная мощность абсолютного большинства плутонов совпадает с толщиной вмещающих их гнейсовых толщ. Сделан вывод, что гранитные тела сформировались в верхней части коры, главным образом, за счет преобразования окружающей силикатической среды. Для территории Карелии, которая составляет 20% площади Балтийского щита, впервые подсчитана доля собственно гранитов в объеме гнейсо-гранитового “слоя”.

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с “Теории Земли” Дж. Геттона (1795 г.), различные концепции происхождения гранитов являются непреходящей темой исследований многих геологов. Не составляют исключение и раннедокембрийские граниты Карелии, изучению петрологии, геохимии и металлогении которых посвящено большое количество работ [9, 12, 18, 21 и др.]. Вместе с тем, в них отсутствуют данные об объемном строении раннедокембрийских гранитных тел, хотя, по нашему мнению, такие данные способствуют большей обоснованности многих тектонических и общегеологических построений.

Для Карелии первым приближением к исследованиям такого рода является “Карта элементов тектоники восточной части Балтийского щита”, приведенная в статье М.Я. Цырульниковой и Р.С. Сокол в 1968 г. [20]. На ней показано большое число локальных минимумов силы тяжести (Δg), часть которых оказалась приуроченной к выходам раннепротерозойских плагиомиоклиновых и микроклиновых гранитов. Аналогичные зависимости были отмечены также Л.Е. Шустовой с соавторами [22]. В более поздних работах А.С. Гришина [2 и др.] те же граниты сопоставлены с высокоградиентными отрицательными аномалиями второй вертикальной производной поля силы тяжести. Однако скрытые на глубине контуры и мощность гранитных тел ни одним из упомянутых авторов не определялись.

А.А. Духовским с соавторами [4, 5] изучались конфигурации лишь существенно более молодых гранитных тел Юго-Западной Карелии, для которых по крупномасштабным (1 : 50000 – 1 : 100000)

гравиметрическим данным составлены объемные модели. Это Салминский массив гранитов-рапакиви раннерифейского возраста (1550–1570 млн. лет), а также свекофенские граниты (1800–1900 млн. лет), входящие в состав купольных структур Северного Приладожья и относимые к позднему протерозою.

Рассматриваемые же в данной статье гранитные тела являются наиболее древними из известных в Карелии. Значительное число таких гранитов, расположенных на севере региона, относится к раннему протерозою и характеризуется по разным оценкам абсолютным возрастом от 2400 до 2500 млн. лет. Таковы, в частности, гранитные массивы Нуорунен и Корманка [18, 19]. Аналогичные или близкие по составу граниты Центральной и Южной Карелии, как правило, являются более древними и имеют возраст 2600–2700 млн. лет, т.е. относятся к концу позднего архея (лопий). Среди последних наиболее изучены Шобинский и Карташовский массивы [12, 21]. В данной работе они рассматриваются совместно как позднерехейские–раннепротерозойские и в дальнейшем именуются раннедокембрийскими.

В предлагаемой статье на основе количественной интерпретации гравиметрических данных впервые для всей территории Карелии в наиболее общем виде исследуется объемное строение всех более или менее значительных раннедокембрийских гранитных тел, а также определяется пространственное их положение по отношению к двум главнейшим составляющим верхней коры – гнейсо-гранитовому и гранулитовому “слоям”. Необходимо подчеркнуть, что объектом изучения являются

собственно граниты, т.е. плагиомиоклиновые и микроклиновые граниты, которые по классификациям петрологов относятся к так называемым гранитам нормального ряда, или нормальным гранитам. В Карелии – это интрузивные и палингено-метасоматические плюмазитовые граниты, умеренно богатые щелочами [12, 18, 21 и др.]. Для них характерно преобладание калия над натрием и содержание кремнезема 71% и более, что делает их весьма сходными с аналогичными гранитами, широко распространенными в фанерозойских складчатых областях [8, 15, 17 и др.].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Изученная территория располагается в восточной части Балтийского щита, она охватывает всю Карелию и крайний восток Финляндии. В ее строении выделяются две крупнейшие тектонические области – Беломорская и Карельская (рис. 1). Беломорская область, по времени консолидации традиционно относимая большинством исследователей к раннему архею (саамий), сложена, главным образом, двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, биотит-роговообманковыми гнейсами и другими породами высокой плотности и основности, пронизанными на ряде участков интрузиями основного–ультраосновного состава. Средняя плотность (σ) метаморфических пород беломорского комплекса составляет не менее 2.80 г/см³.

Нормальные граниты в пределах Беломорской области представлены единичными массивами. Остальные гранитоиды характеризуются повышенной основностью и аналогично первым имеют небольшие площади выходов. В значительной степени они представлены чарнокитами – гиперстенсодержащими гранитоидами, сформировавшимися в условиях гранулитовой фации метаморфизма и имеющими $\sigma = 2.70\text{--}2.75$ г/см³, что существенно превышает плотность гранитов нормального ряда [13, 18 и др.].

Ранее показано [2, 7, 18], что перечисленные метаморфические и ультраметаморфические породы образуют нижний, гранулитовый, “слой” архейского фундамента Карелии. На больших площадях они выходят на земную поверхность в Беломорской области, а в виде небольших фрагментов встречаются в пределах Карельской области (см. рис. 1).

Карельская тектоническая область (Карельский массив) сложена разнообразными гнейсами, плагиогранито-гнейсами, гранодиоритами, мигматитами и другими породами преимущественно умеренно-кислого состава, сформировавшимися, в основном, в позднем архее. Все они слагают

гнейсо-гранитовый “слой” – верхний “слой” архейского фундамента Карелии [7, 18, 19].

Представленное на рис. 1 положение раннедокембрийских гранитных массивов Карелии (черное) заимствовано, главным образом, со “Схемы гранитоидных и магматических формаций гранитно-ультраметаморфического слоя земной коры Карелии”, составленной Л.П. Свириденко [18]. Эта схема трансформирована нами к масштабу 1 : 1 000 000 и частично дополнена данными “Петроплотностной карты геологических формаций восточной части Балтийского щита” [13]. В результате составлена сводная схема размещения гранитных массивов (см. рис. 1). Она сопоставлена с гравиметрической картой аналогичного масштаба, но с сечением изоаномал через 2 мГл. Такая весьма подробная карта позволила сделать достоверные выводы об особенностях отображения гранитных тел в аномалиях гравитационного поля.

Микроклиновые и плагиомиоклиновые граниты Карелии устойчиво характеризуются $\sigma = 2.61\text{--}2.62$ г/см³ [13, 22]. На рис. 1 видно, что из 102 массивов таких гранитов 99 (97%) расположены на площади развития пород гнейсо-гранитового “слоя” с $\sigma = 2.65\text{--}2.70$ г/см³ [7, 13]. По отношению к преобладающей массе пород верхнего “слоя” архейского фундамента недостаток плотности ($\Delta\sigma$) гранитов составляет 0.03–0.07 г/см³. Именно такие перепады плотности использованы нами при определении их трехмерных параметров.

Контуры частично скрытых на глубине гранитных тел определялись по зонам максимальных горизонтальных градиентов Δg , окружающим локальные минимумы, связанные с гранитами. Вертикальная мощность гранитов вычислялась на основе решения обратной задачи гравиразведки с помощью номограмм А.А. Духовского и М.Н. Молотковой [3] для трехмерных тел, в которых учитываются продольные и поперечные размеры локальных минимумов Δg в плане, их максимальная амплитуда и перепад плотности $\Delta\sigma$. Все вычисления, в случае обнаружения минимума Δg над выходом гранитов, проводились по гравиметрическим картам масштаба 1 : 200 000 непосредственно по наблюдаемому полю. В частности, расчеты показали, что появление в гравитационном поле заметных локальных минимумов Δg наблюдается над гранитными телами с вертикальной мощностью 2 км и более.

Все выходы гранитов на поверхность в статье именуется массивами, что соответствует определению в “Геологическом словаре”, где массив рассматривается как интрузивное тело, форма и условия залегания которого точно не установлены [1 (т. 1)]. На рис. 1 показано 102 таких массива. Однако по своим параметрам они существенно различаются и разделяются на две группы. Первую из них составляют 59 массивов не проявляю-

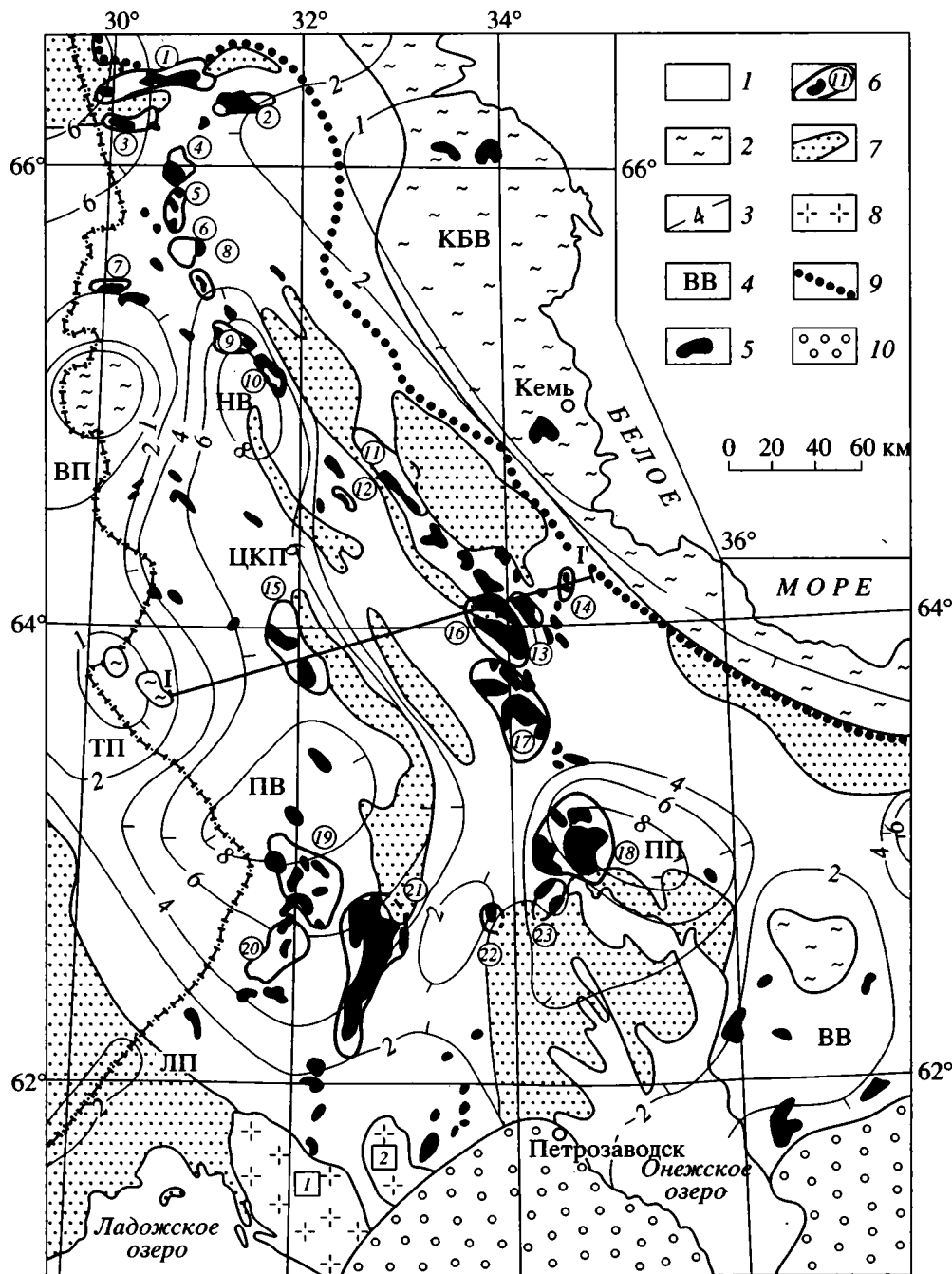


Рис. 1. Размещение раннедокембрийских гранитных тел Карелии относительно глубинных структур архейского фундамента (массивы гранитов по [13, 18], глубинные структуры по [7]).

1, 2 – “слои” архейского фундамента: 1 – верхний – гнейсо-гранитовый, 2 – нижний – гранулитовый; 3 – схематические изогипсы кровли слабо диафторированных пород гранулитового “слоя” (эквивалентно – изопакиты мощности гнейсо-гранитового “слоя”), км; 4 – отдельные структуры кровли гранулитового “слоя” (выступы: КБВ – Кемско-Беломорский, ВВ – Водлозерский; поднятия: ЛП – Ладожское, ВП – Войницкое, ТП – Тулосское; прогибы: ПП – Прионежский, ЦКП – Центральнокарельский, в его составе – НВ – Ньюозерская и ПВ – Поросозерская впадины; 5 – массивы (выходы на поверхность) раннедокембрийских гранитных тел; 6 – контуры гранитных плутонов (локальные минимумы Δg) и их номера (цифры в кружках): 1 – Соколозерский, 2 – Койгерский, 3 – Нуорунен, 4 – Корманка, 5 – Средняя Понча-Тухкала, 6 – Логиярви, 7 – Верхневойницкий, 8 – Восточный Охтангъярви, 9 – Коптиярви, 10 – Пираламин, 11 – Шобинский, 12 – Ялгонь, 13 – Идельский, 14 – Ильинский, 15 – Муезерский, 16 – Онигминский, 17 – Сегежский, 18 – Карбозерский, 19 – Вонгозерский, 20 – Ваксауский, 21 – Тумасозерский, 22 – Карташовский, 23 – Уницкий; 7 – нижнепротерозойские вулканогенные и осадочные метаморфизованные породы; 8 – раннерифейские граниты рапакиви (цифры в квадратах): 1 – Салминский, 2 – Улягский; 9 – граница между Беломорской (на востоке) и Карельской (на западе) тектоническими областями по [19]; 10 – платформенный чехол. Линия I-I' – местоположение схематического глубинного геолого-геофизического разреза, изображенного на рис. 4.

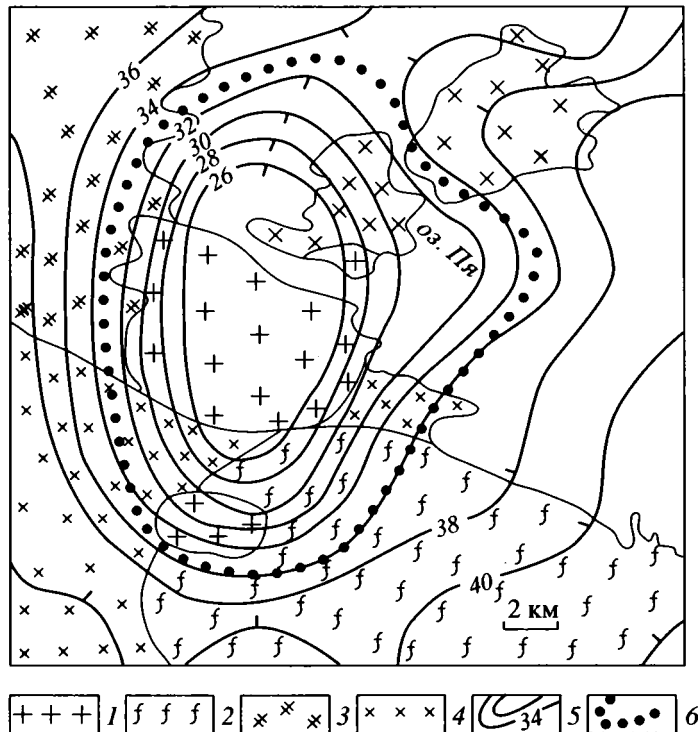


Рис. 2. Сопряженный гранитный массив Корманка (см. рис. 1).

1 – раннепротерозойские микроклиновые граниты; 2–4 – верхнеархейские вмещающие породы (схематизировано): 2 – преимущественно кварцевые сиениты, 3 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, 4 – плагиограниты; 5 – изоаномалы силы тяжести, усл. ед. (берг-штрихи – в сторону понижения поля); 6 – контур плутона Корманка на глубине по гравиметрическим данным.

щихся заметно в гравитационном поле и представляющих собой тонкие “пластины” или линзы. Их вертикальная мощность, по расчетам, составляет менее 2 км. Они в дальнейшем именуется автономными массивами.

Вторую группу составляют остальные 43 (42%) массивов, которые четко отображаются в гравитационном поле и попадают в контуры локальных минимумов Δg . Этими минимумами определяются истинные контуры гранитных тел на глубине, которые обычно оказываются большими по площади, чем входящие в их состав массивы. Вертикальная мощность таких тел составляет 2 км и более. Они называются в статье плутонами, что не противоречит “Геологическому словарю”, в котором плутоны рассматриваются как сравнительно крупные интрузивные тела, имеющие определенную форму (батолиты, штоки, лополиты и др.) и сформировавшиеся на глубине [1 (т. 2)]. С этих позиций массивы второй группы представляют собой выходящие на земную поверхность обнаженные (эродированные) части гранитных плутонов и названы нами сопряженными массивами. Один из таких массивов представлен на рис. 2.

ТРЕХМЕРНЫЕ ФИГУРЫ ГРАНИТНЫХ ПЛУТОНОВ

На рис. 1 видно, что в пределах Карелии по геолого-гравиметрическим данным выделяется 23 гранитных плутона раннедокембрийского возраста. Их геометрические параметры представлены в табл. 1 и 2. Среди них плутоны с величиной длинной оси от 11 до 50 км явно преобладают и составляют в сумме 86%. Наименьшими продольными размерами – 10 км – характеризуется Карташовский плутон, наибольшими – 78 км – Тумасозерский. Плутоны с отношением продольных осей к поперечным от 1.1 до 3.0 составляют 61%, что указывает на преобладание среди них тел субизометричной и овальной формы.

Более половины (56%) плутонов характеризуются небольшой величиной площади – от 50 до 200 км². К сравнительно крупным – от 410 до 1000 км² – относятся 26% гранитных тел. Наибольшим – 1260 км² – является Тумасозерский плутон, наименьшим – 50 км² – Ильинский.

Между площадями сопряженных массивов и самих плутонов существуют определенные соотношения, выявляемые с помощью коэффициента ϕ , характеризующего степень обнаженности (эроди-

Таблица 1. Геометрические параметры раннедокембрийских гранитных плутонов Карелии

Плутоны	S(гр./пл.), км ²	φ, %	h, км	H, км	(h-H), км	(h-H) ²
1. Сокологерский	130/470	28	2.5	3.5	-1.0	1.00
2. Койгерский	110/220	50	2.0	2.5	-0.5	0.25
3. Нуорунен	50/170	29	3.5	4.5	-1.0	1.00
4. Корманка	50/160	31	3.5	3.0	+0.5	0.25
5. Средняя Понча-Тухкала	60/80	75	2.0	3.0	-1.0	1.00
6. Логиярви	10/180	6	4.0	3.5	+0.5	0.25
7. Верхневойницкий	30/170	43	2.0	2.5	-0.5	0.25
8. Восточный Охтанъярви	20/70	29	3.5	4.0	-0.5	0.25
9. Коптиярви	30/200	15	4.0	7.0	-3.0	9.00
10. Пираламин	60/90	67	3.5	6.0	-2.5	6.25
11. Шобинский	50/480	10	4.0	3.5	+0.5	0.25
12. Ялгонь	10/55	18	2.5	3.5	-1.0	1.00
13. Идельский	100/120	83	3.5	3.0	+0.5	0.25
14. Ильинский	20/50	40	2.0	2.5	-0.5	0.25
15. Муезерский	120/630	19	6.0	7.0	-1.0	1.00
16. Онигминский	320/550	58	4.0	3.5	+0.5	0.25
17. Сегежский	350/950	37	4.5	3.5	+1.0	1.00
18. Карбозерский	530/1170	45	7.0	8.0	-1.0	1.00
19. Вонгозерский	290/810	36	6.5	7.0	-0.5	0.25
20. Ваксауский	55/400	14	5.5	6.0	-0.5	0.25
21. Тумасозерский	750/1260	60	5.0	5.0	0.0	0.00
22. Карташовский	25/70	36	2.5	2.0	-0.5	0.25
23. Уницкий	40/170	24	5.0	5.0	0.0	0.00

Примечание. Порядковые номера плутонов соответствуют их номерам на рис. 1; S (гр./пл.) – площадь: в числителе – выходов (массивов) гранитов, расположенных в контурах плутонов, в знаменателе – самих плутонов; φ – коэффициент эродированности плутона (определение в тексте); h – вертикальная мощность плутона; H – мощность гнейсо-гранитового “слоя” в месте расположения плутона.

рованности) плутонов. Он определяется нами [8] как отношение площади выходов гранитов внутри плутона к площади всего плутона, подсчитанной в контуре локального гравитационного минимума. По расчетам среднее значение φ для всех 23 плутонов Карелии составляет 37% (см. табл. 1).

Величина коэффициента φ имеет важное значение для прогнозно-металлогенических построений, поскольку подавляющее большинство плутоногенных (гранитогенных) месторождений располагается не непосредственно в гранитах, а над ними – в надынтризивной зоне [8, 14 и др.]. В этой связи особенно упоминается заслуживает Шобинский плутон, расположенный в восточной части Карельской тектонической области (см. рис. 1, табл. 1). Его площадь составляет 480 км², коэффициент эродированности φ = 10%, максимальная мощность – 4 км. К юго-восточной оконечности плутона приурочено промышленное месторождение молибдена Лобаш. Открытое в 1980-х годах, это первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста

[14]. Вмещающими породами являются глубокометаморфизованные вулканогенные образования пелозерской серии верхнего архея. Под ними несколькими десятками разведочных скважин на глубине 200–400 м вскрыта кровля гранитов. На северо-западной оконечности плутона к небольшому останцу метаморфических пород, расположенных также над гранитами, приурочено молибденовое рудопроявление Пяявара.

По результатам расчетов, мощность гранитов в различных плутонах Карелии колеблется от 2 (Койгерский, Верхневойницкий и др.) до 6–7 км (Муезерский, Вонгозерский, Карбозерский плутоны), что отражено в табл. 1. Подавляющее большинство гранитных тел (74%) имеет мощность от 2 до 4.5 км, 26% – 5.0–7.0 км (см. табл. 2).

Отношение линейных (поперечных) размеров плутонов к их вертикальной мощности также представлено в табл. 2. У большинства, т.е. у 61% из них, размеры в плане превышают мощность в 2.1–4.0 раза. Превышение в 1.7–2.0 раза характерно

Таблица 2. Статистическое распределение геометрических параметров раннедокембрийских гранитных плутонов Карелии

Параметры		Интервалы					
2а	км	10	11–20	21–30	31–40	41–50	51–78
	n (%)	1(5)	8(35)	4(17)	4(17)	4(17)	2(9)
2в	км	5	6–10	11–15	16–20	21–25	36–40
	n (%)	1(4)	12(52)	4(18)	2(9)	3(13)	1(4)
h	км	2.0–2.5	3.0–3.5	4.0–4.5	5.0–5.5	6.0–6.5	7.0
	n (%)	7(30)	5(22)	5(22)	3(13)	2(9)	1(4)
S	км ²	50–100	110–200	210–400	410–600	610–1000	1100–1260
	n (%)	6(26)	7(30)	2(9)	3(13)	3(13)	2(9)
2а/2в	км/км	1.0	1.1–2.0	2.1–3.0	3.1–4.0	4.1–5.0	
	n (%)	1(5)	8(35)	6(26)	4(17)	4(17)	
2в/h	км/км	1.7–2.0	2.1–3.0	3.1–4.0	4.1–5.0	5.7	
	n (%)	4(17)	9(39)	5(22)	4(17)	1(5)	

Примечание. 2а – продольные и 2в – поперечные размеры, h – мощность и S – площадь плутонов; n – абсолютное количество, в скобках – в процентах.

для 4 (17%) плутонов; у такого же количества гранитных тел эта величина составляет 4.1–5.0. Наконец, у одного – изометричного Карбозерского плутона отношение диаметра к мощности достигает 5.7.

Таким образом, в целом все без исключения раннедокембрийские гранитные плутоны Карелии представляют собой плоские тела, у которых размеры в плане существенно больше их размеров по вертикали.

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ПЛУТОНОВ В РАЗРЕЗЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Возвращаясь к рис. 1, можно видеть, что не только плутоны, но и почти все маломощные автономные массивы раннедокембрийских гранитов расположены в ареале распространения пород гнейсо-гранитового “слоя”. На этом же рисунке положение гранитных плутонов сопоставлено со схемой изогипс кровли гранулитового основания архейского фундамента Карелии, составленной нами ранее [7] по результатам интерпретации региональных аномалий Δg ($\Delta\sigma = -0.12$ г/см³). Одновременно она является схемой глубин залегания подошвы гнейсо-гранитового “слоя” или структурной схемой его мощности. На ней видно, что большинство плутонов в целом ориентировано вдоль изолиний мощности гнейсо-гранитового “слоя” и лишь на крайнем севере Карелии относительно более молодые плутоны Нуорунен и Соколерский расположены резко дискордантно к простиранию изопахит.

Из совместного рассмотрения рис. 1 и табл. 1 следует, что у абсолютного большинства плуто-

нов их мощность соизмерима с толщиной гнейсо-гранитового “слоя” тех участков, где они расположены. Так, у плутонов северной группы – Соколерского, Койгерского, Нуорунен, Корманка, Логиярви и др. глубина залегания подошвы колеблется от 2 до 4 км, а соответствующие им мощности гнейсо-гранитового “слоя” составляют 2.5–4.5 км. Глубина залегания подошвы Шобинского, Идельского, Онигминского и Сегежского плутонов, расположенных в Центральной Карелии, составляет 3.5–4.5 км, а мощность гнейсо-гранитового “слоя” – 3.0–3.5 км. Весьма характерны и плутоны юга Карелии, такие, например, как Вонгозерский, Ваксауский и Карбозерский, мощность которых достигает 5.5–7.0 км, а толщина вмещающих гнейсовых толщ – 6–8 км.

Целостная картина соотношений между мощностью плутонов (h) и глубиной залегания подошвы гнейсо-гранитового “слоя” (H) для всей совокупности этих гранитных тел представлена в виде корреляционной зависимости (рис. 3), данные для которой заимствованы из табл. 1. Для 21 из 23 плутонов она представляет собой прямую, наклоненную к оси H с угловым коэффициентом, близким к единице. Расхождения между мощностью 21 плутона (91%) и глубиной залегания подошвы гнейсо-гранитового “слоя” составляют 0.0 км у двух плутонов, ± 0.5 км – у двенадцати и ± 1.0 км – у семи. Таким образом, среднее квадратическое отклонение (δ) для 21 парных, независимо рассчитанных величин h и H составляет

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum(h-H)^2}{21}} = \sqrt{\frac{0.25 \times 12 + 1.0 \times 7}{21}} = \sqrt{0.476} = \pm 0.7 \text{ км.} \quad (1)$$

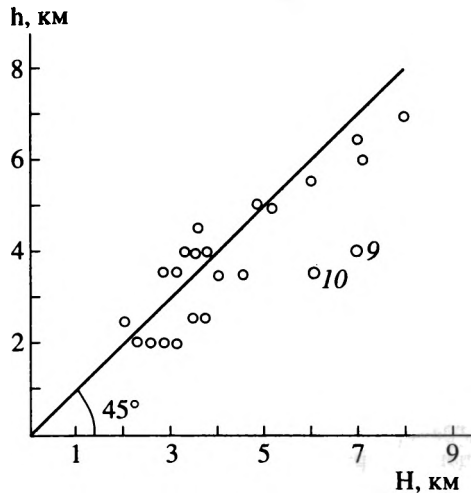


Рис. 3. Корреляционная зависимость между мощностью гранитных плутонов (h) и глубиной залегания подошвы вмещающих их пород гнейсо-гранитового "слоя" (H). Цифры у двух кружков – порядковые номера соответствующих плутонов (см. рис. 1, табл. 1)

Что касается остальных двух плутонов – Коптиярви и Пираламин (см. 9 и 10 на рис. 1), то их параметры существенно отклоняются от линейной зависимости, установленной для 91% гранитных тел. Они оба целиком расположены в толще гнейсо-гранитового "слоя", но залегают выше

его подошвы на 2.5–3.0 км (см. табл. 1). Вероятнее всего, это расхождение связано со схематичностью определения глубины подошвы "слоя" [7]. Однако, если все же включить эти два плутона в общую совокупность, то, по расчетам, $\delta = \pm 1.0$ км.

Установленное совпадение мощности гранитных тел с толщиной вмещающих их гнейсовых толщ иллюстрируется глубинным геолого-геофизическим разрезом, пересекающим в субширотном направлении Центральную Карелию (рис. 4). На нем хорошо видно, что мощность гнейсо-гранитового "слоя" постепенно возрастает с северо-востока на юго-запад и соответственно глубина залегания подошвы входящих в его состав гранитных тел увеличивается с 2 км у Ильинского плутона, до 3.5 – у Идельского и до 4 км – у Онигминского. У Муезерского плутона, расположенного в срединной части Центральнокарельского глубинного прогиба, она достигает 5 км. Далее к юго-западу подошва гнейсо-гранитового "слоя" воздымается и практически выходит на земную поверхность в апикальной части Тулосского поднятия, где не встречаются даже маломощные автономные массивы (см. рис. 1). На рис. 4 горизонтальный и вертикальный масштабы (1 : 1 000 000) одинаковы, что позволяет достаточно реально представить наиболее существенные черты строения верхней части земной коры региона. Здесь особенно характерной является уплощенная,

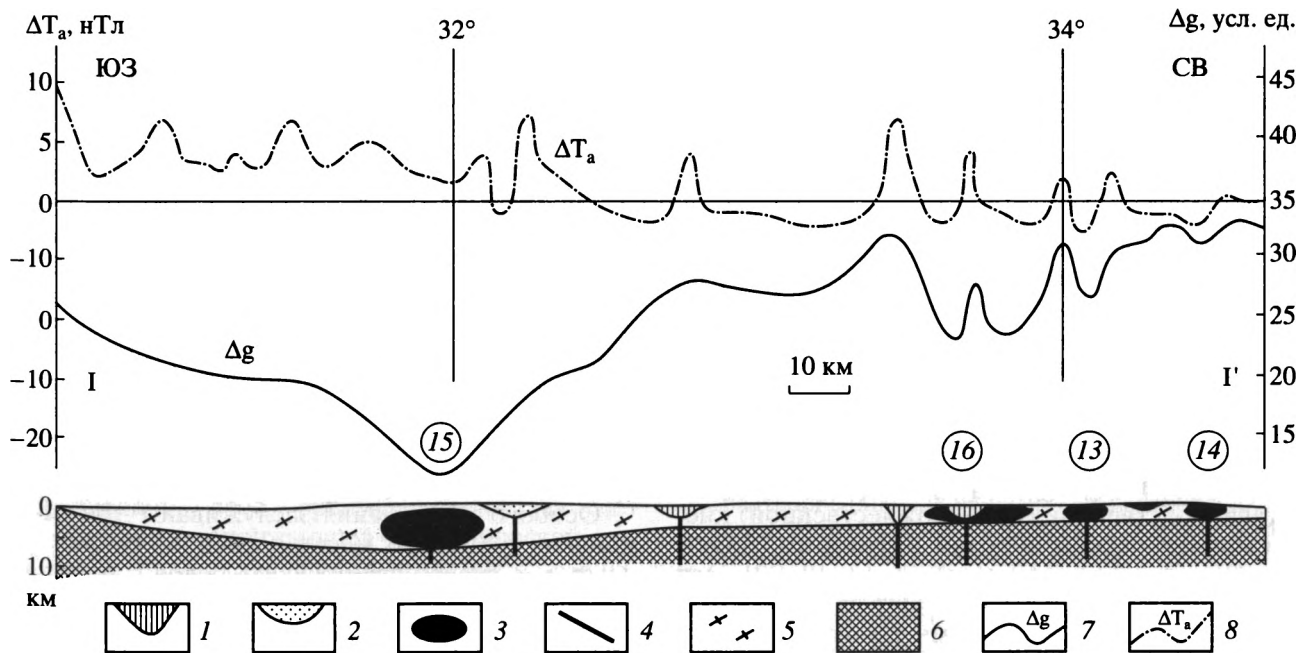


Рис. 4. Схематический глубинный геолого-геофизический разрез по профилю I-I' (см. рис. 1).

1, 2 – протерозойские породы: 1 – габбро-диабазы, 2 – кварциты и кварцито-песчаники; 3 – раннедокембрийские граниты; 4 – предполагаемые разрывные нарушения различной глубинности; 5 – породы гнейсо-гранитового "слоя" преимущественно умеренно-кислого состава; 6 – гранулитовый "слой"; 7, 8 – кривые: 7 – силы тяжести, 8 – магнитного поля ΔT_a . Цифры в кружках соответствуют номерам плутонов на рис. 1.

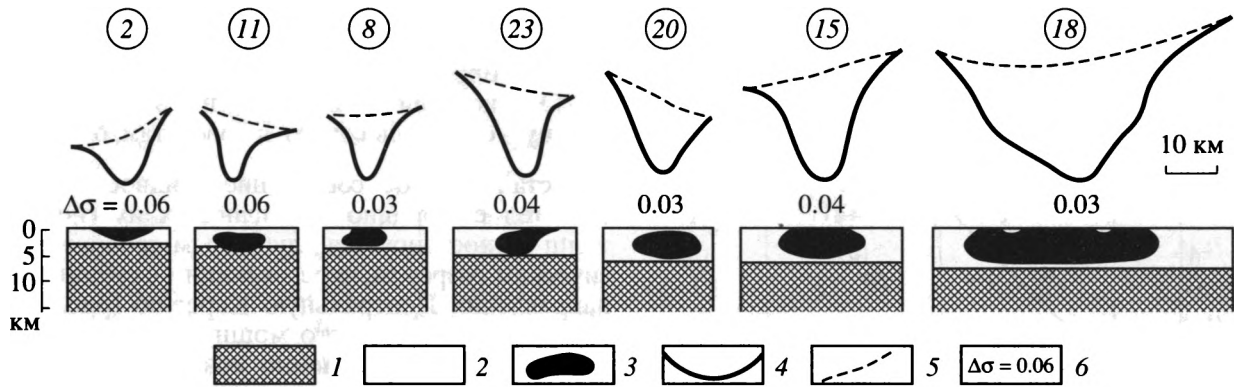


Рис. 5. Ранжированное по мощности положение раннедокембрийских гранитных плутонов в разрезе земной коры. 1 – гранулитовый “слой”; 2 – породы гнейсо-гранитового “слоя”, вмещающие граниты; 3 – раннедокембрийские гранитные плутоны; 4 – наблюдаемая локальная гравитационная аномалия; 5 – гравитационный фон; 6 – принятый при расчетах дефицит плотности гранитов, г/см³. Цифры в кружках соответствуют порядковым номерам плутонов на рис. 1.

линзовидная форма гранитных плутонов, которая отображает расчетные данные, приведенные в табл. 2.

Другой наглядной иллюстрацией сказанного являются разрезы, построенные для семи плутонов, расположенных в различных частях Карелии (рис. 5). Вертикальная мощность плутонов возрастает от 2 км у Койгерского до 7 км у Карбозерского. Соответственно, как видно на рис. 5, увеличивается и мощность вмещающих их пород гнейсо-гранитового “слоя”.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенной интерпретации гравиметрических данных установлено, что раннедокембрийские граниты представляют собой уплощенные, линзовидные тела. От места к месту своего расположения их нижние кромки практически совпадают с подошвой гнейсо-гранитового “слоя”, повторяя его субгоризонтальное залегание и соответственно уменьшение или увеличение мощности последнего. Все, без исключения, гранитные плутоны (мощностью 2 км и более), а также абсолютное большинство (95%) маломощных гранитных массивов распространены только в ареалах развития гнейсо-гранитового “слоя” ($\text{SiO}_2 = 63\text{--}68\%$, $\sigma = 2.65\text{--}2.70 \text{ г/см}^3$), т.е. в среде умеренно-кислого состава, родственной (но не тождественной) кислым магматическим породам – гранитам ($\text{SiO}_2 = 71\text{--}72\%$, $\sigma = 2.61\text{--}2.62 \text{ г/см}^3$) [7, 17, 18, 22]. Эти факты в совокупности указывают на то, что граниты являются автохтонными по отношению к вмещающим породам рассматриваемого “слоя” и сформировались, главным образом, за счет их преобразования. Например, В.В. Потапьевым [15] установлено, что простое переплавление пород умеренно-кислого состава могло бы привести лишь к образованию гранитоидов ряда гранодиориты –

кварцевые диориты, которые в значительной степени унаследуют состав пород вмещающей среды. Что же касается собственно гранитов, то, как подчеркивает В.В. Потапьев, для их появления на раннем этапе гранитообразования необходим привнос извне калия и фтора, а на более поздних этапах – калия, фтора и кремния.

Как видно из изложенного, полученные нами данные не противоречат таким представлениям. Сопоставляя их с различными гипотезами образования гранитов [1 (т. 1), 16], приходим к выводу, что в целом они соответствуют концепции Д.С. Коржинского [6], который вслед за П. Терье (P. Termier, 1910) рассматривает гранитизацию как следствие воздействия на исходные породы высокотемпературных глубинных флюидов, содержащих в своем составе щелочные металлы и летучие кислоты.

Гипотеза Д.С. Коржинского, основанная на петрологических и физико-химических представлениях, как известно, непротиворечиво решает “проблему пространства” при становлении гранитных плутонов. Наши данные о морфологии и условиях залегания гранитных тел в составе гнейсо-гранитового “слоя”, полученные в результате геологической интерпретации гравиметрических данных, независимо подтверждают такие представления.

Особого упоминания заслуживают три маломощных гранитных массива, расположенных вне контуров гнейсо-гранитового “слоя”, в ареале распространения беломорид, где на поверхности широко развиты высокоплотные породы гранулитовой фации метаморфизма. Эти массивы приурочены к локальным максимумам гравитационного поля, превышающим по площади выходы гранитов. Природа максимумов Δg более четко определяется для двух массивов, расположенных на севере области (см. рис. 1), территория кото-

рой детально изучена как геологическими, так и геофизическими методами. В контурах этих максимумов встречаются небольшие по площади, но многочисленные выходы габбро-норитов и габбро ($\sigma \geq 2.90$ г/см³), картируемые среди относительно более молодых гранитов и более древних вмещающих метаморфических толщ.

Учитывая соотношения плотностей пород и конфигурацию аномалий Δg , не трудно представить, что максимумы обусловлены расположенными на незначительной глубине интрузивными телами габброидов, тогда как залегающие над ними граниты представляют собой тонкие пластины, мощность которых не превышает первые сотни метров. Подобные граниты могут возникать в небольших количествах в результате прямой дифференциации основной магмы [10, 11].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное сопоставление геологических, петрофизических и гравиметрических данных позволило оценить природу локальных отрицательных аномалий силы тяжести, обусловленных гранитными телами, и на основе решения обратной задачи гравиразведки определить их трехмерные параметры. В результате свыше 100 выходов раннедокембрийских гранитов нормального ряда, известных на территории Карелии, подразделены на маломощные (менее 2 км) автономные массивы и значительные по мощности, от 2 до 7 км, гранитные плутоны, оконтуриваемые локальными минимумами Δg . В пределах региона выделено 23 таких плутона площадью от 50 до 1260 км².

Все плутоны и абсолютное большинство (95%) автономных массивов располагаются в ареале развития гнейсо-гранитового "слоя". Они имеют уплощенную, линзовидную форму и в целом субогласно и субгоризонтально залегают в составе "слоя". Плутон является частью разреза этого "слоя", причем, по меньшей мере, у 21 (91%) плутона вертикальная мощность совпадает с глубиной залегания подошвы вмещающих их метаморфических и магматических пород умеренно-кислого состава.

Эти данные указывают на то, что граниты, в основном, сформировались непосредственно в гнейсо-гранитовом "слое" преимущественно за счет преобразования окружающей их сиалической среды. Такое преобразование, согласно представлениям Д.С. Коржинского, А.А. Маракушева, В.В. Потапова [6, 11, 15] и ряда других петрологов, происходит под воздействием высокотемпературных глубинных флюидов, содержащих в своем составе щелочные металлы и летучие кислоты.

Проведенные исследования позволяют также количественно оценить роль нормальных гранитов в общей структуре гнейсо-гранитового "слоя". По

результатам расчетов суммарная площадь выделенных 23 плутонов составляет 8425 км², а площадь гнейсо-гранитового "слоя" Карелии (без Беломорской области) – 137000 км² (см. табл. 1, рис. 1). Суммарный объем плутонов (каждый из них аппроксимируется плоским вертикальным цилиндром) равен 40105 км³, объем гнейсо-гранитового "слоя" – 501000 км³. Соответственно доля плутонов от площади "слоя" составляет 6%, а от его объема – 8%. Если учитывать и маломощные гранитные массивы, то указанные значения ориентировочно могут быть увеличены не более чем на 1%. Эти цифры, полученные нами по геолого-гравиметрическим данным, для Балтийского щита рассчитаны впервые. Из них следует, что роль гранитов нормального ряда в составе раннедокембрийской сиалической коры не велика и не превышает 10%.

Автор признателен профессору Л.Л. Перцуку (кафедра петрологии МГУ), сделавшему ценные замечания при обсуждении петрологических аспектов статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-64412).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 486 с.; Т. 2. 456 с.
2. Гришин А.С. Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1990. 112 с.
3. Духовский А.А., Акрамовский И.И., Аглонов В.С. и др. Объемное геологическое картирование редкометальных рудных районов (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50000, вып. 8). Л.: Недра, 1981. 303 с.
4. Духовский А.А., Артамонова Н.А., Иванова Э.И., Никифоров И.О. Объемная модель Салминского массива гранитов рапакви (Приладожье) и закономерности размещения оруденения // Отечественная геология. 1994. № 4. С. 24–32.
5. Духовский А.А., Артамонова Н.А. Объемная модель и рудоносность гнейсо-гранитовых структур Балтийского щита (на примере Северного Приладожья) // Геология рудных месторожд. 1994. № 6. С. 554–564.
6. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкоркового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968. С. 69–74.
7. Лишевский Э.Н. Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника. 1998. № 3. С. 59–70.
8. Лишевский Э.Н., Бескин С.М. Объемное строение и пространственное положение оловорудных и редкометальных районов // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 60–75.

9. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 208 с.
10. Маракушев А.А. Ликвационная природа андезитовых вулканических серий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 8. С. 25–37.
11. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XIV. М.: Наука, 1987. С. 24–38.
12. Никольская Ж.Д., Гордиенко Л.И. Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. М.: Недра, 1977. 152 с.
13. Петроплотностная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита. Масштаб 1 : 1000000 / Ред. Дортман Н.Б., Магид М.Ш. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
14. Покалов В.Т., Семенова Н.В. Лобаш – первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 3. С. 262–270.
15. Потапов В.В., Маликова И.Н. Баланс вещества в процессе формирования Каркаралинского плутона. Новосибирск: Наука, 1974. 250 с.
16. Романова М.М. История представлений о происхождении гранитов. М.: Наука, 1977. 188 с.
17. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
18. Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.
19. Сыстра Ю.И. Тектоника Карельского региона. Л.: Наука, 1991. 176 с.
20. Цырульникова М.Я., Сокол Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 78–89.
21. Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В., Григорьева Л.В. Гранитоидные серии Балтийского щита (геологическая позиция и геохимия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 4. С. 52–64.
22. Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц К.О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л.: Наука, 1973. 68 с.

*Рецензенты: В.Н. Шолло,
В.М. Моралев, В.М. Гордин*

Early Precambrian Granites: Three-Dimensional Geometries and Position in the Earth's Crust (with reference to Karelia)

E. N. Lishnevskii

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

This paper deals with the quantitative characteristics of the poorly studied three-dimensional structure of the most ancient granite bodies, with their position and the part they play in the geology of the Early Precambrian Earth's crust. By the degree of expression in the gravitational field, (1) thin autonomous massifs and (2) granite plutons 2 to 7 km thick have been recognized in Karelia. It was found that the plutons are of a flattened shape and are related strictly to the gneiss-granitic layer. It has been proved statistically that the vertical thickness of the great majority of the plutons coincides with the thickness of the host gneisses. It was concluded that the granite bodies were generated in the upper part of the crust, primarily through the transformation of the enclosing sialic environment. The contribution of granites proper to the volume of the gneiss-granitic layer was, for the first time, evaluated for Karelia that accounts for 20% of the area of the Baltic shield.

УДК 551.242.5.055(470.22)

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ СЛОЖНОСКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ КУКАСОЗЕРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

© 2000 г. В. В. Травин

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, 185610, ул. Пушкинская д. 11

Поступила в редакцию 26.11.98 г.

Кукасозерский синклинорий – одна из структур Северо-Карельской синклинорной зоны, сформированной в ходе свекофеннского тектогенеза (около 1.8 млрд. лет) на границе Карельского и Беломорского мегаблоков Балтийского щита. Синклинорий, вытянутый в широтном направлении более чем на 30 км, имеет дугообразную выпуклую к северу форму. Он сложен интенсивно метаморфизованными толщами PR_1 и отчасти AR_2 и обрамлен разгнейсованными плутоническими гранитоидами архейского фундамента. Главной чертой Кукасозерского синклинория, отраженной на геологических схемах уже в тридцатые годы и неоднократно обсуждавшейся в печати, является резкое несоответствие наборов структурных форм северного и южного его крыльев. Структура южного крыла довольно простая и представляет собой систему параллельных линейных складок. Структура северного крыла относительно простая в восточной части и сложноскладчатая в западной. Модели структурной эволюции Кукасозерского синклинория, разработанные разными авторами, существенно различаются в оценке количества этапов складчатости и роли фундамента в формировании складчатых структур слоистых толщ, полноте рассмотрения условий и механизмов деформаций. В статье обосновывается новый вариант модели формирования основных структурных особенностей складчатой структуры Кукасозерского синклинория, учитывающий результаты авторских исследований свекофеннских структурных преобразований слоистого чехла и гранитоидного фундамента Северо-Карельской синклинорной зоны. Предлагаемая модель наследует представления предшественников об образовании структуры в ходе непрерывного складкообразования и об участии в деформационном процессе субгоризонтального продольного течения горных пород. Принципиально новым является рассмотрение асимметрии Кукасозерского синклинория как результата деформаций в неоднородном поле напряжений у краевой части Карельского мегаблока, выступавшего в ходе свекофеннского тектогенеза в качестве жесткого штампа. Такой подход позволил объяснить локализованность и направленность процессов субгоризонтального течения пород, осложнившего складчатость.

Кукасозерский синклинорий – одна из структур Северо-Карельской синклинорной зоны, расположенной на границе Карельского и Беломорского мегаблоков Балтийского щита (рис. 1). Синклинорий вытянут в широтном направлении и имеет дугообразную, выпуклую к северу форму. Он сложен интенсивно метаморфизованными породами карельского (PR_1) и (в восточной части) лопийского (AR_2) комплексов. Синклинорий обрамлен разгнейсованными плутоническими гранитоидами комплекса архейского основания (рис. 2).

Важной особенностью Кукасозерского синклинория, отмечавшейся в работах многих авторов, является резкое несоответствие наборов структурных форм северного и южного его крыльев. Структура южного крыла довольно простая и представляет собой систему параллельных линейных складок. Структура северного – сложноскладчатая.

Сложное строение синклинория (впервые схематично нанесенного на обзорную геологическую карту Карелии в 1933 г. [35]) было отражено уже в

1937 г. на картах, представленных в докладах участников XVII сессии МГК [29, 32], а в докладе Ю.С. Неуструева [29] характеризовались структурные соотношения разновозрастных комплексов и было сделано предположение о формировании структуры в результате нескольких фаз тектонических движений. В дальнейшем представления о строении синклинория совершенствовались в работах Н.Ф. Демидова и К.О. Кратца, В.И. Коросова и многих других исследователей, на карту была нанесена Ханкусьярвинская синклиналь [20, 21], проводились специальные структурные исследования [1, 11, 26, 33, 34, 45].

Было предложено несколько вариантов интерпретации истории формирования сложноскладчатой структуры Кукасозерского синклинория. М.М. Лавров и Л.П. Свириденко рассматривают структуру как результат деформаций в условиях высокой пластичности пород [21]. Согласно Н.И. Московченко и С.И. Турченко, структура слоистых толщ района оз. Кукас характеризуется тре-

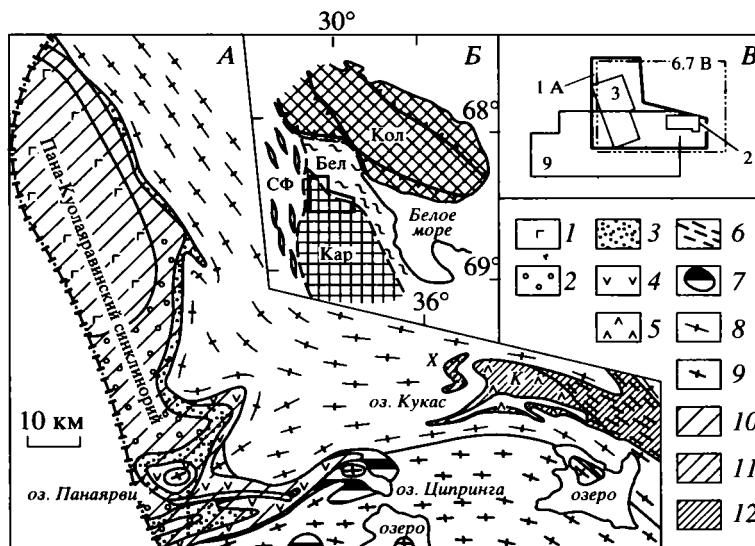


Рис. 1. Схема геологического строения Северо-Карельской синклинойной зоны (А); составлена с использованием литературных данных [4–7, 12, 16–20, 29, 34]; врезка В – положение района в структуре северо-восточной части Балтийского щита. Кольско-Карельская область: Кольский – Кол, Беломорский – Бел и Карельский – Кар мегаблоки; Свекофеннская область – СФ; врезка В – схема расположения рисунков к статье.

1–6 – метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы чехла: 1–5 – карельский (PR₁) комплекс: 1 – калевийский, 2 – людиковийский, 3 – ятулийский, 4 – сариолийский и сумийский надгоризонты, 5 – нерасчлененные образования; 6 – лопийский (AR₂) комплекс; 7 – тела метабазитов; 8, 9 – гранитоиды фундамента (комплекс основания): 8 – гнейсы и 9 – бластокатаклазиты по плутоническим породам; 10–12 – метаморфизм пород чехла: 10 – зеленосланцевой, 11 – эпидот-амфиболитовой, 12 – амфиболитовой фаций. Здесь и на рис. 6–8: X – Ханкусьярвинская синклираль, К – Кукасозерский синклиорий.

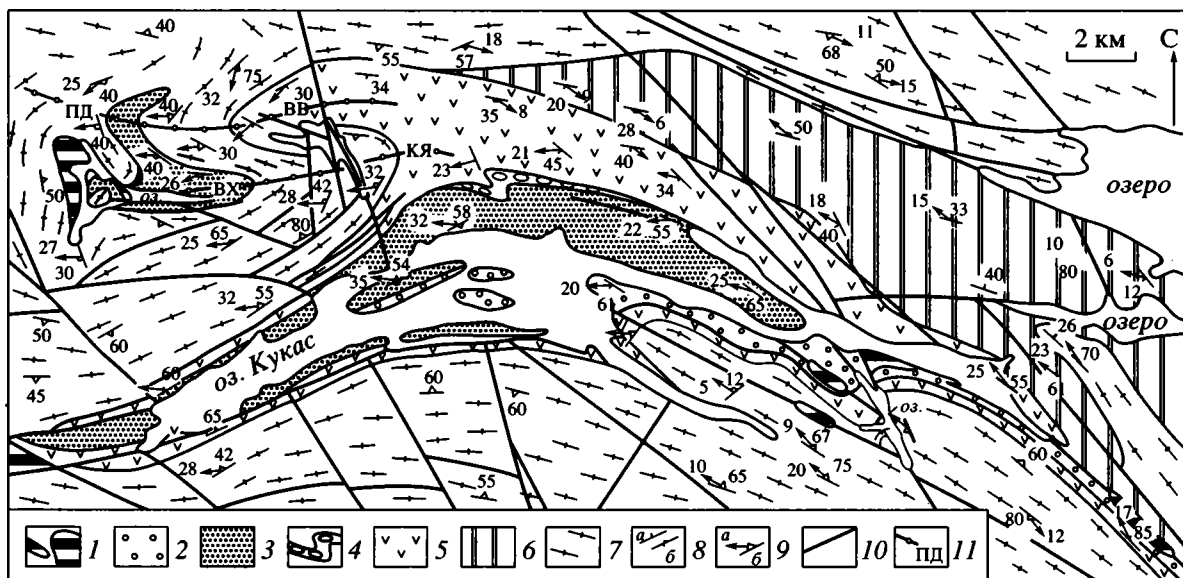


Рис. 2 (см. рис. 1). Схема геологического строения Кукасозерского синклиория. Составлена с использованием литературных данных [16, 18, 34].

1 – тела метабазитов; 2–5 – метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы карельского комплекса, надгоризонты: 2 – людиковийский (карбонатные породы, метапесчаники, сланцы, метапесчальты, метаконгломераты), 3 – ятулийский (сланцы, метаконгломераты, карбонатные породы, метапесчаники, роговообманковые и плагиоклазовые порфириды), 4 – сариолийский (метаконгломераты, метапесчаники, сланцы), 5 – сумийский (метавулканиды андезитобазальтового состава, метапесчаники, сланцы); 6 – лопийский комплекс (различные гнейсы и сланцы иринегорской свиты); 7 – гранитоиды архейского фундамента; 8 – слоистость: а – нормальная, б – опрокинутая; 9 – элементы залегания: а – угол погружения линейности, б – угол падения гнейсовидности; 10 – разломы; 11 – следы осевых поверхностей складок второго порядка: ПД, ВВ – Придорожная и Визаттонварская антиформы, ВХ, КЯ – Восточно-Ханкусьярвинская и Кужъярвинская синформы.

мя генерациями разноориентированных складок, связанных с зонами разломов жесткого фундамента и образованных в условиях единого поля напряжений при его закономерной трансформации и на фоне снижающейся пластичности пород в течение одного деформационного цикла [26]. Ю.И. Сыстрой структуру района Кукаозерского синклинория интерпретирует как систему разноплановых складок трех последовательных генераций: F_1 – субмеридиональной, F_2 – субширотной и F_3 – субмеридиональной ориентировки (с этим этапом связывается дугообразный изгиб Кукаозерской синклинали) [33]. Согласно модели И.И. Бабариной, структура синклинория – результат деформаций пяти этапов при меняющемся поле напряжений; в ходе первого этапа при субгоризонтальном пластическом течении образовались сланцеватость и линейность пород, деформированные в последующие этапы [1].

Наконец, в работах М.Г. Леонова с соавторами [22, 23, 45] и С.Ю. Колодяжного [11] Кукаозерский синклинорий рассматривается как элемент внутриплитного коллизионного шва (продолжающего развитие и на неотектоническом этапе) и его обрамления. Согласно модели С.Ю. Колодяжного, формирование синклинория есть результат единого свекофеннского процесса вертикального и горизонтального продольного сдвигового течения в едином поле напряжений, происходившего при общем понижении Р-Т условий; асимметрия структуры связывается с преимущественными левосдвиговыми перемещениями при косо́й коллизии Беломорского и Карельского массивов [11].

В настоящей статье обосновывается новый вариант модели формирования основных структурных особенностей складчатой структуры Кукаозерского синклинория. Предлагаемая модель основывается на данных о геологическом строении и структурной зональности всей Северо-Карельской зоны, основные структурные черты которой рассмотрим перед модельными построениями.

СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКАЯ СИНКЛИНОРНАЯ ЗОНА

Согласно большинству исследователей, эта зона расположена на границе Карельского и Беломорского мегаблоков Балтийского щита [7, 8, 18, 22, 27, 28, 30, 43–45 и др.], традиционно противопоставляемых в историко-тектонических построениях. На протяжении многих лет Беломорский мегаблок рассматривался одними исследователями как архейский срединный массив внутри протерозойской геосинклинали [7, 18, 44 и др.], другими – как наиболее мобильная область на протяжении всего раннего докембрия [27, 28, 43 и др.]. Ныне мобильность Беломорского мегаблока общепризнана [3], но эволюция мегаблоков и зоны

их сочленения по-прежнему интерпретируются по-разному.

Так, согласно авторам концепции покровно-складчатого строения Беломорской тектонической зоны, условная граница этой зоны и Карельской гранит-зеленокаменной области располагается значительно севернее Северо-Карельской зоны [24], свекофеннский метаморфизм которой связывается с развитием лапландской системы покровов [10], а вопросы структурообразования пока не обсуждаются.

По другой модели, Северо-Карельская синклинорная зона представляет собой внутриплитный коллизионный шов, образование которого связано не с процессом столкновения двух жестких блоков, а обусловлено встречным объемным течением относительно пластичных беломорских (на севере) и карельских (на юге) горных масс [23].

Сторонниками раннедокембрийской тектоники плит, зона рассматривается как структура, образованная при закрытии микроокеана (2.02–1.87 млрд. лет) и коллизии Карельского и Беломорского микроконтинентов (1.84–1.77 млрд. лет) [25].

Исследования, проведенные автором ранее, привели к выводу, что Северо-Карельская синклинорная зона формировалась на южной границе области интенсивной свекофеннской тектоно-термальной переработки с Карельским мегаблоком, преобразованным во время свекофеннского тектогенеза гораздо менее интенсивно [39].

Краткий геологический очерк

В пределах рассматриваемого района (см. рис. 1) господствующее распространение имеют глубоко и неравномерно преобразованные в позднем архее и раннем протерозое гранитоидные породы раннеархейского фундамента (комплекс основания) и залегающие на них метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации осадочно-вулканогенные породы верхнеархейского лопийского и нижнепротерозойского карельского комплексов (супракомплекс, чехол) [5, 16, 17 и др.], слагающие структуры Северо-Карельской синклинорной зоны.

Образования лопийского (AR_2) комплекса представлены гнейсами и сланцами иринегорской свиты. В объеме карельского (PR_1) комплекса выделяются сумийский, сариолийский, ятулийский, людикский и калевийский надгоризонты (которым, по современным представлениям [8, 31], отвечают возрастные интервалы 2.5–2.35; 2.35–2.3; 2.3–2.1; 2.1–2.0; 2.0–1.85 млрд. лет соответственно). Сумийско-сариолийские образования в разных структурах различаются: в Пана-Куоляярвинском синклинории они представлены первично элювиально-делювиальными брекчиями, конгломератами и вулканитами преимущественно кислого состава (су-

мий), песчаниками, конгломератами и лавами основного состава (саррилий); в Кукаозерском синклинории – кварцитами и вулканитами основного состава (сумий), песчаниками и конгломератами (саррилий). Ятулийские породы района – песчаники, вулканиты основного состава, карбонатные породы. В разрезе людиковия участвуют конгломераты, карбонатные породы, черные сланцы, вулканиты основного состава. Калевийские образования района представлены доломитами, песчаниками и вулканитами основного состава.

Гранитоидные породы комплекса основания представлены двумя основными разновидностями – разгнейсованными плутоническими породами (бластокатаклазитами) и гнейсами, утратившими структурные признаки первичной природы. Плутонические породы, относимые к раннему и позднему архею и раннему протерозою [12], распространены в основном к югу от Северо-Карельской зоны, гнейсы – к северу от нее (см. рис. 1А). Для плутонических гранитоидов характерны бластокатакластические структуры, для гнейсов – лепидогранобластовые.

Структурные признаки границ разновозрастных комплексов проявлены в районе нечетко. Так, на границе чехла и фундамента, достаточно уверенно проводимой по вещественным признакам комплексов, обычно отмечается конформность текстур инфра- и супракомплекса их границе (т.е. собственно структурный признак границы комплексов не устанавливается). Но особенно нечетка и проблематична граница карельского и лопийского комплексов, сложенных близкими по составу породами [16, 18 и др.]. Хотя и известно структурное несогласие между лопием и сумием [2, 16], обычной является конформность границы сумийских и лопийских пород развитой в них кристаллизационной сланцеватости, параллельной слоистости (послойной сланцеватости).

Послойная сланцеватость обычна для стратифицированных пород района, на что указывают наблюдения в обнажениях, подтверждаемые микроструктурными исследованиями [36]. О конформности положения слоистости и метаморфических текстур разновозрастных толщ свидетельствуют и картографические материалы разных авторов [18, 33 и др.]. Секущее по отношению к полосчатости положение сланцеватости менее характерно для района.

Структурные исследования, проведенные в Северо-Карельской зоне, свидетельствуют об однотипности синметаморфических складчатых деформаций разновозрастных толщ карельского комплекса [4, 34 и др.] (и даже карельского и лопийского комплексов [26]). Участие в складчатой структуре Северо-Карельской синклинорной зоны людиковийских и калевийских пород определяет (в соответствии с современными представлениями о тектонической эволюции региона [8])

свекофеннский (около 1.8 млрд. лет) возраст складчатости.

С постскладчатыми разломами связаны расщепление, брекчирование, метасоматические изменения, с наиболее поздними (фанерозойскими?) нарушениями, выраженными линейными депрессиями рельефа, – хрупкие деформации пород.

Складчатые структуры Северо-Карельской синклинорной зоны

В пределах Северо-Карельской синклинорной зоны выделяются крупные Пана-Куоляярвинский и Кукаозерский синклинории и Ханкусьярвинская синклиналь.

Пана-Куоляярвинский синклинорий. Строение Пана-Куоляярвинского синклинория определяют две различающиеся по структурному стилю ветви: субмеридиональная Куоляярвинская (мульда) и расположенная южнее обширнотная Панаяярвинская.

Куоляярвинская мульда, сложенная породами ятулия – калевия, прослеживается в северо-северо-западном направлении на протяжении около восьмидесяти километров по обе стороны российско-финляндской границы и имеет ширину до пятидесяти километров. В пределах рассматриваемого района расположена восточная (русская) часть мульды. Расположенная к югу от Куоляярвинской широтная Панаяярвинская ветвь синклинория сложена породами сумия – людиковия. Она прослеживается с территории Финляндии до оз. Ципринга. На российской территории ее длина около 50 км. Наибольшей ширины (до 15 км) структура достигает в районе западного окончания оз. Панаярви.

Основные черты структурной зональности Пана-Куоляярвинского синклинория были раскрыты более тридцати лет тому назад А.С. Воиновым [4], выявившим закономерность увеличения степени метаморфизма с увеличением дислоцированности пород и сделавшим вывод о формировании структурно-метаморфической зональности синклинория в ходе одного этапа прогрессивного регионального метаморфизма.

На территории синклинория А.С. Воиновым были выделены три структурные зоны: 1) пологих, сравнительно широких складок, среди которых наблюдаются большие площади с моноклинальным залеганием, 2) более крутых и более узких складок, осложненных малыми структурными формами (структуры второй зоны являются переходными), 3) складок с крутыми или вертикальными крыльями. Размещение выделенных структурных зон отражено автором на тектонической схеме (рис. 3). Из нее видно, что зона пологих складок приурочена к центральной части меридиональной (Куоляярвинской) ветви синклинория. Наиболее интенсивная складчатость (3-я зона) характерна для периферии Куоляярвинской структу-

ры и для всей широтной Панаярвинской ветви. Структуры второй зоны, занимая промежуточное положение, тяготеют к району сочленения субмеридиональной и субширотной частей синклиория.

Для слабометаморфизованных пород внутренней части мульды (зона 1) характерна хорошая сохранность первичных структур, метаморфические текстуры в них часто не проявлены. Для супракрустальных пород зон 2 и 3 характерна послойная сланцеватость, агрегатная (реже – минеральная) линейность, ориентированная либо по падению пород (в широтной Панаярвинской ветви синклиория), либо параллельно шарнирам складок (восточный борт Куоляярвинской мульды).

Гнейсовидность пород фундамента в целом конформна подошве протерозойского чехла. Несогласное залегание чехла на породах фундамента отмечается в антиклинальном поднятии Рааккунтури и к северу от центральной части оз. Панаярви (северный борт Панаярвинской ветви); согласованность структур чехла и фундамента нарастает к востоку (в район оз. Ципринга), где гранитоиды фундамента по северному борту структуры превращены в гнейсы.

Кукаозерский синклиорий и Ханкусьярвинская синклиналь. В отличие от Пана-Куоляярвинского синклиория, толщи чехла, слагающие Кукаозерский синклиорий и Ханкусьярвинскую синклиналь, повсеместно испытали интенсивную складчатость в условиях высокотемпературного регионального метаморфизма [26]. Для этих структур характерны послойная сланцеватость пород чехла, минеральная и агрегатная b-линейность (параллельная шарнирам складок) в чехле и фундаменте и конформная подошве чехла гнейсовидность фундамента, занимающая по удалении от складчатых структур чехла крутое положение (повидимому, параллельное осевым поверхностям складок чехла). Формирование названных текстур, обусловленных упорядоченным расположением зерен минералов прогрессивной стадии свекофеннского метаморфизма, объясняется как результат синметаморфических деформаций земной коры с реологически неоднородным слоистым чехлом и гранитоидным фундаментом, испытывающей продольное сжатие. Неоднородный, но в целом относительно жесткий слоистый чехол, испытывавший продольное сжатие, сминался в складки продольного изгиба и продольного расплющивания, а более пластичный (в условиях высокотемпературного метаморфизма!) фундамент деформировался пассивно, подстраиваясь к деформациям чехла. Создававшиеся при этом местные поля напряжений обусловили ориентированный рост метаморфических минералов, создавших типичные для района текстуры пород [37, 38].

Кукаозерский синклиорий (см. рис. 2) расположен в восточной части Северо-Карельской синклиорийной зоны к востоку-северо-востоку от Панаярвинской структуры. Синклиорий, вытянутый в

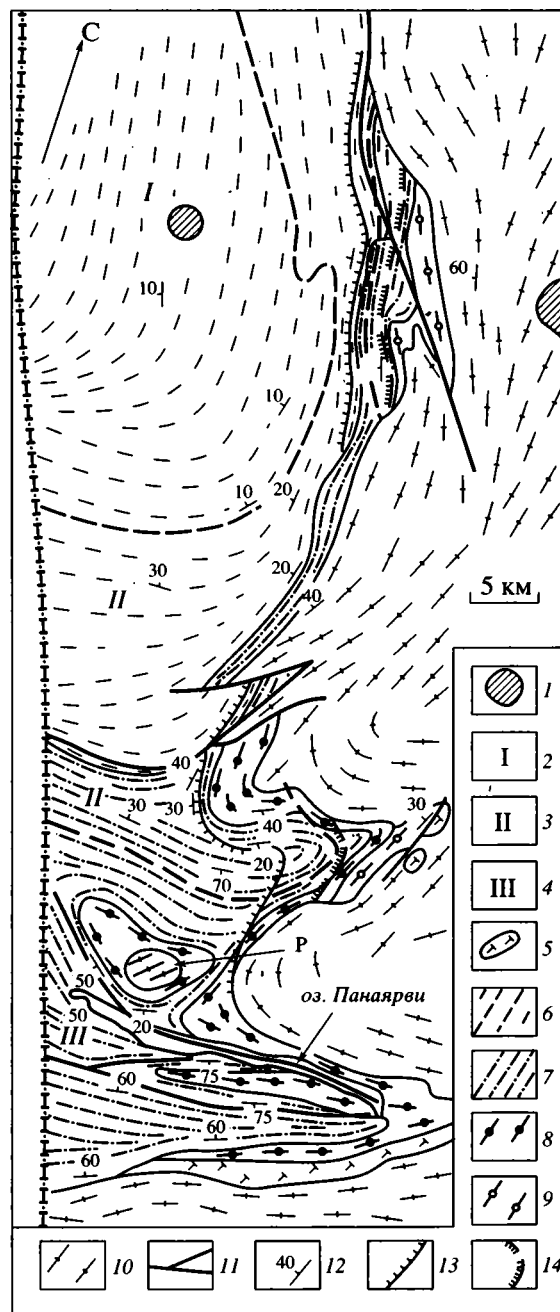


Рис. 3. (см. рис. 1). Тектоническая схема восточной (русской) части Пана-Куоляярвинского синклиория (по А.С. Воинову [4], с упрощениями).

1 – палеозойские щелочные интрузии; 2–4 – структурные зоны (разделены жирной штриховой линией): 2 – слабодислоцированных, пологозалегающих образований протерозоя, 3 – нормальных сравнительно широких складок, 4 – интенсивно дислоцированных образований протерозоя; 5 – раннеорогенные ультраосновные интрузии; 6–9 – породы свит: 6 – эффузивно-осадочной, 7 – кварцит-карбонатной, 8 – вулканогенной, 9 – сланцевой (базальной); 10 – гранито-гнейсы и гнейсо-граниты архея; 11 – основные разрывные нарушения; 12 – элементы залегания; 13, 14 – границы фаций; 13 – эпидот-амфиболитовой, 14 – амфиболитовой; P – антиклинальное поднятие Рааккунтури.

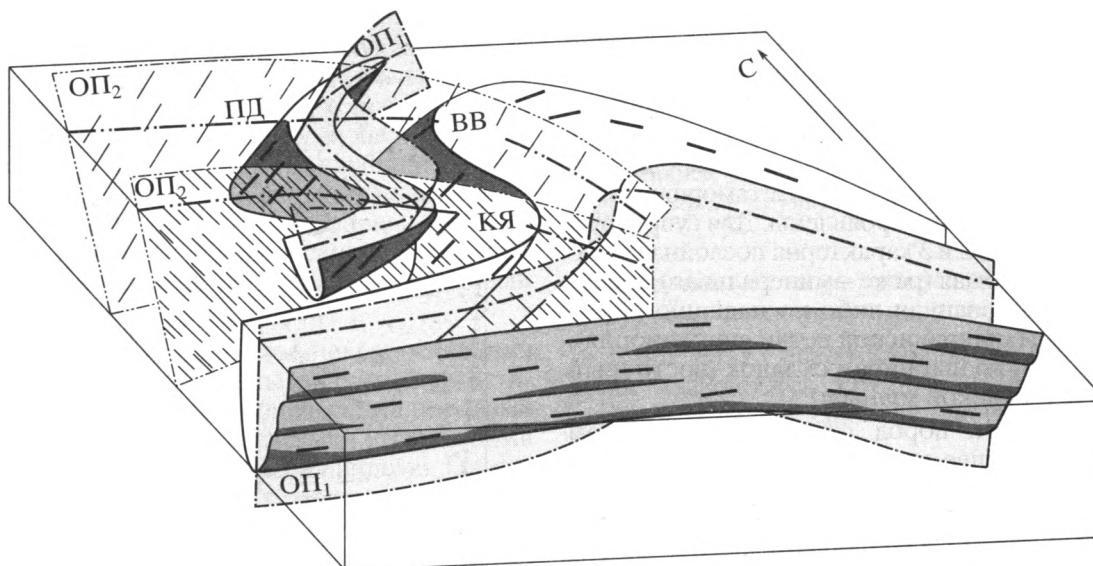


Рис. 4. Структура Ханкусьярвинской синклинали и Кукаозерского синклинория. Блок-диаграмма складчатых деформаций подошвы осадочно-вулканогенных пород карельского комплекса.

Осевые поверхности Ханкусьярвинской синклинали и Кукаозерского синклинория $ОП_1$ деформированы в складки второго порядка с осевыми поверхностями $ОП_2$. Жирными короткими штрихами показано положение минеральной линейности. Буквенные обозначения те же, что на рис. 2.

широтном направлении более чем на 30 км при ширине от 2–3 (в западной и восточной части) до 9 км (в центральной части), имеет дугообразную, выпуклую к северу форму. Структура синклинория сжатая, для пород характерно крутое (30–80°) залегание послойной сланцеватости. Синклинорий обрамлен гнейсами, гнейсовидность которых параллельна подошве и сланцеватости супракрустальных образований. Развитая в породах чехла и фундамента минеральная и агрегатная линейность параллельна шарнирам складок, осложняющих крылья синклинория. Синклинорий сложен породами карельского комплекса в объеме сумийского, сариолийского, ятулийского и людиковийского надгоризонтов. В строении восточной части синклинория принимают участие верхнеархейские гнейсы иринегорской свиты лопия.

Кукаозерский синклинорий имеет резко асимметричное строение. Южное его крыло (по южному берегу оз. Кукас) представляет собой систему параллельных линейных складок, расположенных дугой параллельно оз. Кукас. Северное крыло синклинория, выходы которого занимают гораздо большую площадь (северный берег оз. Кукас), имеет сложноскладчатую структуру. Восточная его часть отличается в целом моноклинальным строением и постепенно расширяется от восточного окончания к центральной части синклинория. В западной части северное крыло осложнено крупными складками второго порядка с субширотным положением осевых поверхностей – Визаттонваарской антиформой и Кужъярвинской синформой, определяющими сложный рисунок

северного крыла синклинория в поверхности современного эрозионного среза. По южному борту Визаттонваарской антиформы и в Кужъярвинской синформе сумийские породы находятся в опрокинутом залегании.

Ханкусьярвинская синклинали расположена к северу от западной части Кукаозерского синклинория (см. рис. 2). Слагающие ее ятулийские метапесчаники с линзовидным горизонтом конгломератов в основании и маломощной толщей амфиболитов в верхней части разреза залегают на гнейсах архейского основания. В строении синклинали принимает участие тело пород ультраосновного состава [20]. Ханкусьярвинская синклинали представляет собой сжатую (или даже изоклинальную) первичную складку, участвовавшую в последующих деформациях, обусловивших ее S-образную форму, как единая толща [33].

Синклинали осложнена складками второго порядка: Приозерной антиформой и Восточно-Ханкусьярвинской синформой, структурно сопряженными с Визаттонваарской антиформой и Кужъярвинской синформой Кукаозерского синклинория и отделенными от них полосой гнейсов фундамента. Гнейсовидность пород архейского основания конформна подошве и сланцеватости супракрустальных образований (кроме южного борта Восточно-Ханкусьярвинской синформы, где конформность, по-видимому, нарушена разломом).

Авторские представления о складчатой структуре Кукаозерского синклинория и Ханкусьярвинской синклинали (без учета постскладчатых блоковых подвижек) изображены на рис. 4.

Свекофеннские структурно-метаморфические преобразования фундамента Северо-Карельской синклинорной зоны

Изучение обломков гранитоидов из конгломератов Северо-Карельской зоны, принадлежащих различным стратиграфическим уровням разреза карельского комплекса (соответствующим возрастному интервалу 2.5–2.1 млрд. лет) показало, что гранитоиды в недеформированных обломках имеют магматические структуры и массивные текстуры. По структуре они близки к бластокатаклазитам фундамента, подстилающим слабометаморфизованные осадочно-вулканогенные породы Панаярвинской ветви Пана-Куолаярвинского синклинория по южному ее борту и в антиклинальном поднятии Рааккутунтури (см. рис. 1, 3). Деформированные во время свекофеннской складчатости гальки имеют метаморфические структуры и текстуры (“сквозные” для галек и цемента [40]). Различная степень деформированности галек в людиковийских конгломератах восточного борта Куолаярвинской мульды позволила наблюдать стадии преобразования магматических структур и текстур в метаморфические [41]. Эти данные позволили сделать вывод, что супракрустальные образования Северо-Карельской синклинорной зоны, обрамляемые бластокатаклазитами Карельского мегаблока и гнейсами Беломорского мегаблока, накапливались на едином фундаменте, представленном в эрозионных срезах раннего протерозоя в основном плагиигранитами [39, 42].

Об этом же свидетельствует и другой независимый признак. Гнейсовидность обеих структурных разновидностей образует единый структурный рисунок и принадлежит свекофеннскому структурному парагенезу. Это определяет свекофеннский возраст эпидот-биотитового парагенезиса, формирующего текстуры пород.

Пространственное распределение бластокатаклазитов и гнейсов закономерно. Слабометаморфизованные (в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций) породы чехла залегают на бластокатаклазитах, интенсивно метаморфизованные – на гнейсах. Граница областей развития бластокатаклазитов и гнейсов, для которой характерны переходные структуры пород, конформна изоградам метаморфизма, проведенным [4, 26 и др.] для пород чехла и примерно соответствует изограде олигоклаза [13].

Такое соответствие показывает, что комплекс основания и осадочно-вулканогенный комплекс подчинены единой свекофеннской метаморфической зональности с увеличением степени метаморфизма в северо-восточном направлении, отмечавшимся для Северной Карелии и ранее [7, 9, 11, 23, 39, 45]. Степень свекофеннского метаморфизма фундамента отражают структуры пород: в условиях низкотемпературного метаморфизма

плутонические гранитоиды были превращены в бластокатаклазиты, в условиях высокотемпературного – в гнейсы (рис. 5).

Изложенные и литературные [4, 7, 9, 11, 23, 26, 39, 42 и др.] данные по структурной и метаморфической зональности Северо-Карельской синклинорной зоны позволяют вслед за М.Г. Леоновым с соавторами [23] утверждать, что существует корреляция между степенью метаморфизма и интенсивностью деформаций пород. По-видимому, не деформации явились причиной метаморфизма. Наоборот, прогрев глубинным теплом, запечатленный в метаморфизме пород чехла и фундамента, обусловил повышение податливости пород к деформациям. Именно неравномерностью прогрева может быть объяснена структурная зональность района Северо-Карельской синклинорной зоны, выраженная в соседстве слабдеформированных (“холодных”) участков и интенсивно деформированных (“разогретых”) зон, доскладчатое строение которых было сходным.

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ КУКАСОЗЕРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Согласно приведенным данным, интенсивные свекофеннские деформации пород чехла и гранитоидов фундамента района Северо-Карельской синклинорной зоны, проявившиеся в интенсивной синметаморфической складчатости осадочно-вулканогенных пород и синхронном превращении в гнейсы плутонических гранитоидов фундамента, ограничены контурами Куолаярвинской мульды и северной части Карельского мегаблока (рис. 6А). По-видимому, Куолаярвинский блок (которому в современном эрозионном срезе соответствует центральная часть Куолаярвинской мульды) и Карельский мегаблок (для которого характерны гораздо менее интенсивные свекофеннские деформации пород чехла и фундамента, обусловленные относительно слабым прогревом) выступали в ходе свекофеннского тектогенеза как стабильные (жесткие) блоки-штампы.

Ориентировка складчатых структур Северо-Карельской синклинорной зоны и проведенный ранее анализ механизмов свекофеннских деформаций [37, 38] свидетельствуют о том, что свекофеннские деформации земной коры в рассматриваемой части Балтийского щита происходили в условиях тангенциального сжатия северо-восточного – юго-западного направления (см. рис. 6Б). В обстановке тангенциального сжатия между жесткими блоками и у северо-восточных лобовых краев блоков возникли относительно более нагруженные зоны выжимания, а между боковыми частями блоков – менее нагруженная область “разрежения”; существование динамически различных зон способствовало пластическому течению (нагне-

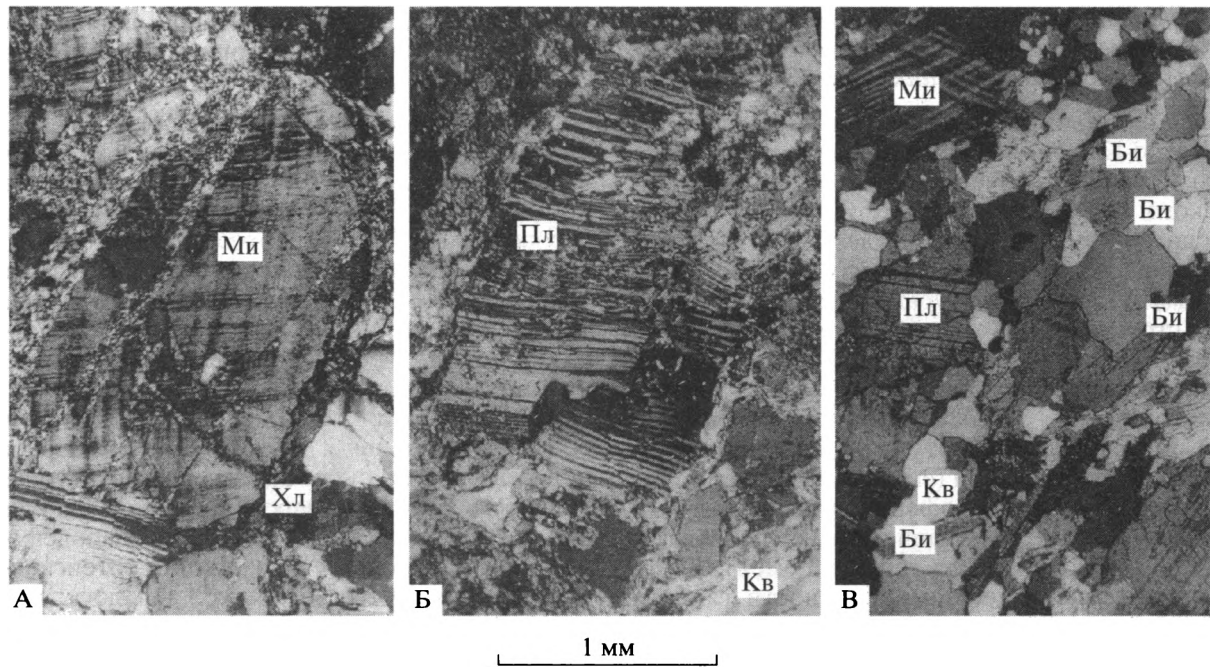


Рис. 5. Типичные структуры плутоических гранитоидов фундамента Северо-Карельской синклинойной зоны, испытавших свекофеннский метаморфизм. Микрофотографии шлифов, с анализатором: А, Б – blastокатакlastические структуры гранитов, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации; мелко-микрoзернистый агрегат – blastически перекристаллизованные продукты дробления пород; В – лепидогранобластовая структура интенсивно метаморфизованного гранита.

Буквенные обозначения Кв – кварц, Пл – плагиоклаз, Ми – микроклин, Хл – хлорит, Би – биотит.

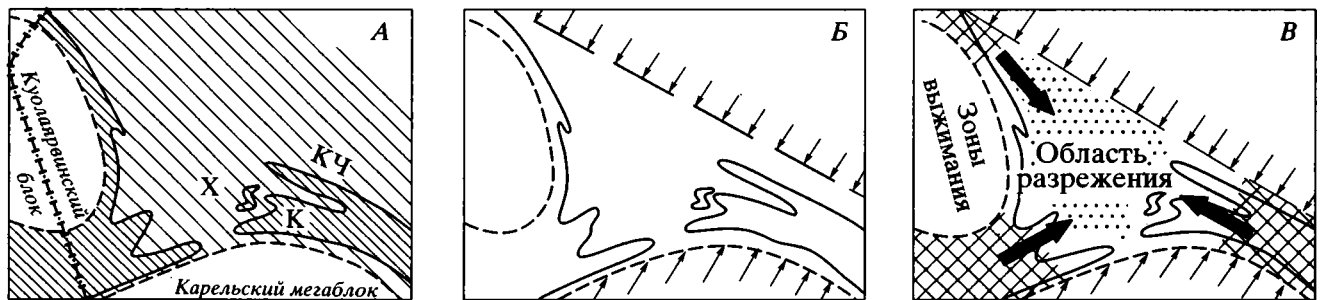


Рис. 6. (см. рис. 1). Реконструкция динамической обстановки, в которой формировалась структура Северо-Карельской синклинойной зоны.

А – схема структурной зональности Северо-Карельской зоны. Область интенсивных деформаций чехла (частая штриховка) и гранитоидов фундамента (редкая штриховка) ограничена контурами стабильных во время свекофеннской складчатости Карельского мегаблока и Куолярвинского блока (без штриховки); К – Кукаозерский синклинойрий; Кч – Кичанская синклинойная структура (структурно сопряженная с Северо-Карельской зоной, но не включаемая в ее состав [18, 34]), X – Ханкусьярвинская синклинали; Б – свекофенские деформации зоны были обусловлены продольным сжатием северо-восток – юго-западного направления; В – в обстановке сжатия у границ “блоков” образовались относительно более нагруженные зоны (выжимания) и менее нагруженная область “разрежения”; существование динамически различных зон на фоне общего продольного сжатия привело к нагнетанию (течению) вещества (жирные стрелки) из зон выжимания в область разрежения и тем самым обусловило сложный характер складчатости (скупивание материала) в области “разрежения”.

танию) вещества из зон выжимания в область разрежения (см. рис. 6В), осложнившее формирование складок чехла, осуществлявшееся механизмами продольного изгиба и продольного расплющивания. Нагнетание вещества в область разреже-

ния обусловило сложный характер складчатости в ней.

Последовательность формирования Кукаозерского синклинойрия представляется следующим образом. В условиях продольного сжатия субгоризон-

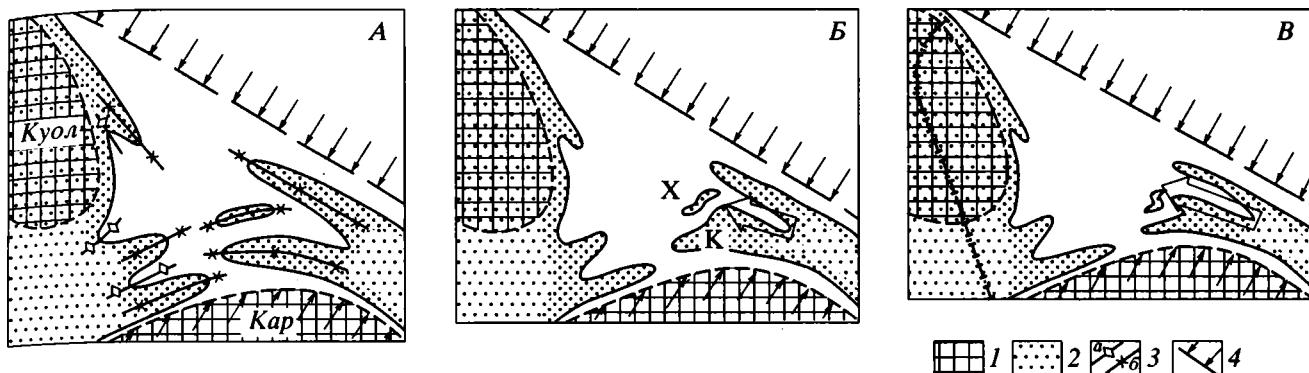


Рис. 7 (см. рис. 1). Последовательность формирования структуры Северо-Карельской синклинойной зоны.

А – заложение антиклинальных и синклиналиных структур, облекающих жесткие Карельский (Кар) мегаблок и Куолаярвинский (Куол) блок (отмечены штриховкой); Б, В – сжатие структур с нагнетанием материала в западном направлении из зоны выжимания в область “разрежения” (широкая стрелка); Б – скучивание материала приводит к усложнению первоначально простых Кукаозерской (К) и Ханкусьярвинской (Х) структур, В – заключительная стадия деформаций (представлена структура в современном эрозионном срезе).

1 – Карельский (Кар) мегаблок, Куолаярвинский (Куол) блок; 2 – породы чехла; 3 – следы осевых поверхностей антиклиналей (а) и синклиналей (б); 4 – направление сжимающих усилий.

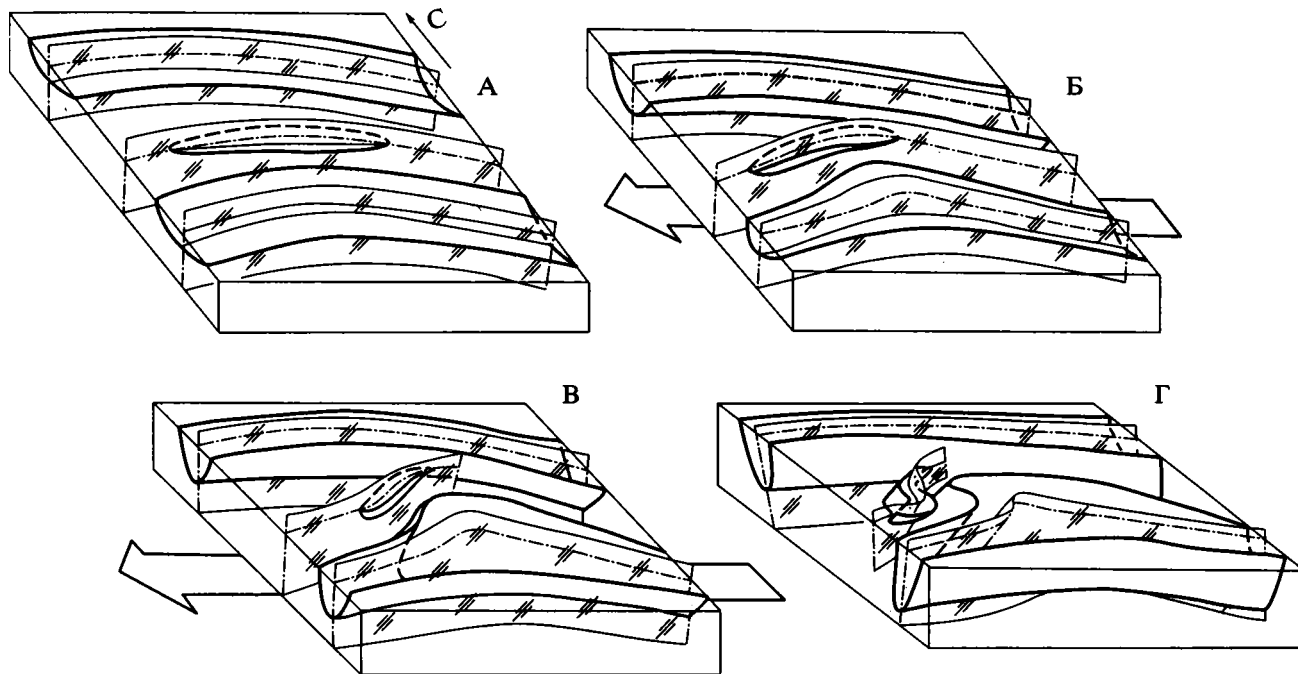


Рис. 8. Формирование структуры восточной части Северо-Карельской синклинойной зоны. Блок-диаграммы складчатых деформаций подошвы чехла: А – заложение синклиналиных структур; Б, В – продольное сжатие, сопровождаемое горизонтальным нагнетанием материала из зоны выжимания (см. рис. 6, 7) в зону разрежения (по стрелке), приводит к нарушению линейности структур, Г – заключительная стадия деформаций – современная структура восточной части Северо-Карельской синклинойной зоны.

тально залегающие породы нижнего протерозоя начали образовывать линейные складки, огибающие жесткий Карельский мегаблок (Кукаозерский синклинорий формировался у лобовой, выпуклой к северу части жесткого Карельского мегаблока

на границе зоны выжимания (восточная часть синклинория) и области разрежения (западная его часть). Продолжающееся продольное сжатие усиливало контрастность динамических обстановок в западной и восточной частях Кукаозерского син-

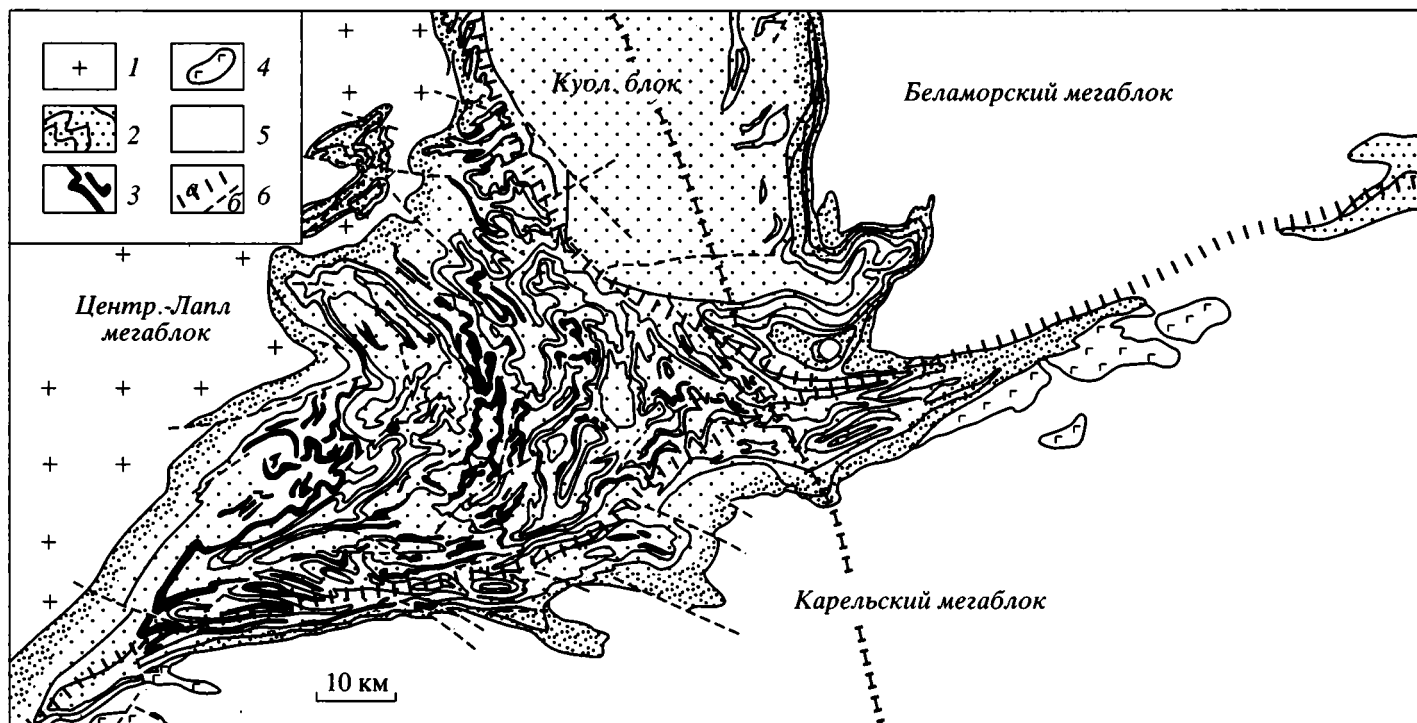


Рис. 9 (см. рис. 1). Структурный рисунок, образуемый карельскими толщами между Куоляярвинским блоком и Карельским мегаблоком, по [46], с упрощениями Куол. – Куоляярвинский (блок), Центр.-Лапл. – Центрально-Лапландский (мегаблок).

1 – свекофенские граниты, монзониты; 2 – изостраты карельского комплекса; 3 – силы диабазов людиковийского возраста; 4 – расслоенные габбро сумийского возраста; 5 – пара- и ортогнейсы AR₁; 6 – долгоживущие разломы мантийного заложения: а – разделяющие мегаблоки и ограничивающие их, б – малые разломы.

клинория, что вызвало продольное тектоническое течение вещества в западном направлении (из зоны выжимания в область разрежения) и сгущивание его в области разрежения. Эти процессы привели к формированию сложноскладчатой структуры западной части северного крыла Кукаозерского синклинория (рис. 7, 8). В непосредственной близости от краевой части жесткого Карельского мегаблока сформировалась система огибающих его линейных складок (южное крыло Кукаозерского синклинория).

Сложноскладчатые структуры Кукаозерского синклинория и Ханкусьярвинской синклинали, по-видимому, следует рассматривать как останцы срезанного эрозией крупного сложноскладчатого сооружения, возникшего между восточным краем Куоляярвинского блока и северным краем Карельского мегаблока. На это указывает сложная петельчатая складчатая структура, создаваемая складками юго-западного обрамления Куоляярвинского блока (рис. 9), также формировавшегося в ходе свекофеннского тектогенеза в сходных динамических условиях. Совершенно очевидно, что образовавшиеся здесь складчатые структуры приспосабливались к краевой части жесткого Карельского мегаблока (см. нижнюю левую часть рис. 9). По-видимому, различие структурных рисунков в западной и восточной (относительно Куоляярвинского блока) части ближайшего складчатого обрамления Карельского мегаблока обусловлено различием динамических обстановок у северо-западного и северо-восточного (явившегося концентратором напряжений) краев мегаблока в ходе свекофеннского тектогенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, сложноскладчатая асимметричная структура Кукаозерского синклинория, сформированного в ходе непрерывного деформационного процесса, – следствие неоднородности динамической обстановки его образования у краевой части жесткого Карельского мегаблока, испытывавшего в ходе свекофеннского тектогенеза менее интенсивный прогрев и метаморфизм и выступавшего в деформационном процессе как жесткий массив.

В предложенной модели формирования сложноскладчатого Кукаозерского синклинория использованы представления о субгоризонтальном продольном течении горных пород, и в этом она сходна с недавно опубликованными построениями [11, 23, 45], принципиально отличаясь от них оценкой роли Карельского мегаблока в свекофеннском деформационном процессе. Именно рассмотрение Карельского мегаблока как жесткого штампа позволило объяснить локализованность и направленность субгоризонтального продольного течения пород.

Здесь представляется уместным отметить, что особенности строения и динамической обстановки формирования Кукаозерского синклинория, по-видимому, позволяют считать восточную и западную его части метаморфическими аналогами структур продольного удлинения и поперечного выдвигания, рассмотренных М.Л. Коппом [14, 15] на примере Альпийско-Гималайского пояса.

БЛАГОДАРНОСТИ

Разработке модели способствовали дискуссии с В.А. Коншиным, В.С. Милеевым и М.Л. Соминым. М.Г. Леонов во время организованных им полевых исследований Кукаозерского синклинория предложил идею о субгоризонтальном продольном течении материала для объяснения формирования структуры и (при рецензировании рукописи) сделал ценные замечания, учтенные при подготовке окончательного текста статьи. Всем им выражаю свою искреннюю признательность.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (о(гранты № 96-05-64412 и 97-05-64709).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабарина И.И.* Структурная эволюция Кукаозерского сегмента Северо-Карельской коллизонной зоны // Геотектоника. 1998. № 3. С. 80–96.
2. *Балаганский В.В.* Последовательность деформаций в иринегорской свите лопия Северной Карелии // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1987. С. 59–62.
3. Беломорский подвижный пояс. Геология, геодинамика, геохронология: Программа и тезисы Международной конференции. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1997. 66 с.
4. *Воинов А.С.* Основные черты тектоники и метаморфизма Северо-Карельской зоны протерозоя (зона Пана-Куоляярви) // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. Вып. 2. С. 247–265.
5. *Воинов А.С., Полеховский Ю.С.* Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куоляярвинской структурной зоны // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. С. 96–106.
6. *Воинов А.С., Полеховский Ю.С., Нагайцев Ю.В.* Метаморфизм Северо-Карельской зоны карелид (Пана-Куоляярвинский прогиб) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1987. С. 68–75.
7. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид. Беломорско-Карельский глубокий разлом. Л.: Наука, 1974. 184 с.
8. *Геология Карелии.* Л.: Наука, 1987. 231 с.
9. *Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Прияткина Л.А., Пушкарёв Ю.Д.* Метаморфические комплексы и

- пояса восточной части Балтийского щита // *Метаморфические пояса СССР*. Л.: Наука, 1971. С. 5–24.
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. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // *Геотектоника*. 1998. № 6. С. 72–89.
 12. *Коншин В.А.* Гранитоиды Тикшеозерско-Пяозерского поднятия // *Докембрий Северной Карелии: Петрология и тектоника*. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1994. С. 77–117.
 13. *Коншин В.А., Травин В.В.* Структурный критерий степени регионального метаморфизма гранитоидов // *Проблема генезиса магматических и метаморфических пород: Тезисы докладов Международной конференции к 100-летию со дня рождения М.А. Елисеева*. СПб.: СПбГУ, 1998. С. 171–172.
 14. *Копп М.Л.* Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса) // *Геотектоника*. 1991. № 1. С. 21–36.
 15. *Копп М.Л.* Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки (на примере Альпийско-Гималайского пояса) // *Геотектоника*. 1994. № 4. С. 35–51.
 16. *Коросов В.И., Назарова Т.Н.* Карельский комплекс Кукаозерско-Тикшеозерской структуры // *Петрозаводск; Карельский филиал АН СССР*, 1987. С. 56–80.
 17. *Коросов В.И., Робонен В.И., Назарова Т.Н.* Стратиграфия карельских образований Ципрингско-Панаярвинской структуры // *Геология Северо-Восточно-Карельской структурных зон*. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1987. С. 80–98.
 18. *Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. М.-Л. Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
 19. *Куликов В.С.* Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя (Карелия) // *Коматиты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита*. Л.: Наука, 1988. С. 20–88.
 20. *Лавров М.М.* Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.
 21. *Лавров М.М., Свириденко Л.П.* О сочленении карелид и беломорид в Северной Карелии // *Этапы тектонического развития докембрия Карелии*. Л.: Наука, 1973. С. 103–108.
 22. *Леонов М.Г., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю.* О признаках тектонического течения горных масс фундамента в постледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // *Геотектоника*. 1998. № 3. С. 71–79.
 23. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л., Бабарина И.И.* Особенности тектонической структуры и постархейской геодинамики Северо-Карельской зоны Балтийского щита // *Корреляция геологических комплексов Фенноскандии*. СПб: Гос. специализированная фирма “Минерал”, 1996. С. 42–43.
 24. *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.
 25. *Милиц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.Н., Фонарев В.И.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.
 26. *Московченко Н.И., Турченко С.И.* Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л.: Наука, 1975. 138 с.
 27. *Негруца В.З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
 28. *Негруца Т.Ф.* Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 255 с.
 29. *Неуструев Ю.С.* Карелиды Северной Карелии // *Труды XVII сессии МГК. Том 2*. М.: ГОНТИ, 1939. С. 79–85.
 30. *Полканов А.А.* Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита // *Труды XVII сессии МГУ. Том 2*. М.: ГОНТИ, 1939. С. 27–58.
 31. *Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикина Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Селько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1991. № 4. С. 3–13.
 32. *Судовиков Н.Г.* Докембрий Карельской АССР // *Труды XVII сессии МГК. Том 2*. М.: ГОНТИ, 1939. С. 73–78.
 33. *Сыстра Ю.Й.* Геологические образования и тектоника района Кукаозеро-Ханкусьярви-Кужьярви (Северная Карелия) // *Ранний докембрий Карелии (геология, петрология, тектоническое строение)*. Петрозаводск.: Карельский филиал АН СССР, 1987. С. 35–54.
 34. *Сыстра Ю.Й.* Тетконика Карельского региона. Л.: Наука, 1991. 176 с.
 35. *Тимофеев В.М.* Петрография Карелии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 256 с.
 36. *Травин В.В.* Микроструктурный анализ ятулийских пород Ханкусьярвинской синклинали (Северная Карелия) // *Актуальные проблемы геологии, петрологии и геохимии Балтийского щита*. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1990. С. 36–46.
 37. *Травин В.В.* Динамическая природа зоны четкой линейности района восточного окончания оз. Кукас // *Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии: Опер. – информ. Материалы за 1991 г.* Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1992. С. 21–26.

38. *Травин В.В.* Структурный парагенез синскладчатого высокотемпературного регионального метаморфизма // *Геотектоника*. 1992. № 2. С. 22–29.
39. *Травин В.В.* О гранитоидах фундамента карелид Северной Карелии // *Вопросы геологии докембрия Карелии*. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1993. С. 4–24.
40. *Травин В.В.* О составе и деформациях галек гранитоидов из конгломератов северного берега оз. Кукас // *Геология и магматизм докембрия Карелии: Опер.-информ. Материалы за 1992 г.* Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1993. С. 9–12.
41. *Травин В.В.* Конгломераты района оз. Апяярви (Северная Карелия) // *Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии*. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1994. С. 32–48.
42. *Травин В.В.* О природе архейских гранитоидов зоны сочленения Карельского и Беломорского блоков Балтийского щита // *Докл. АН* 1995. Т. 342. № 5. С. 658–660.
43. *Харитонов Л.Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Блатийского щита. М.: Недра, 1966. 359 с.
44. *Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В.* Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 307 с. (Тр. ЛАГЕД; Вып. 14).
45. *Leonov M.G., Kolodiazhny S.Yu., Somin M.L., Zikov D.S., Badarina I.I.* The structure and some peculiarities of post-archean tectonic evolution of the North-Karelia collisional zone (the Baltic Shield) // *Proterozoic evolution in the North Atlantic realm*. Intern. conf. Goose Bay, Babrador, Canada. 1996. P. 111–112.
46. *Silvennoinen A., Saltikova T., Gaskelberg L., Melzhik V.* Structural geologic map over the Kuolajarvi (USSR) – Kuusamo (Finland) – Paanajarvi (USSR) area. Scale 1 : 500 000 // *Geol. Survey of Finland. Special paper* 13. 1992. Appendix 1.

Рецензенты: В.М. Моралев, М.Г. Леонов

On the Origin of the Complicated Fold Structure of the Kukasozero Synclinorium (North Karelia)

V. V. Travin

Institute of Geology, Karelia Research Center, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, 185610 Russia

The Kukasozero synclinorium is one of the structures of the North Karelia synclinorium zone that originated during the Svecofennian tectogenesis (~1.8 Ga) at the boundary between the Karelian and White Sea megablocks of the Baltic shield. The synclinorium is latitudinally elongated, extends for more than 30 km, and is arcuate, convex northward. It consists of severely metamorphosed PR₁ and partly AR₂ rocks and is surrounded by plutonic gneissic granitoids from the Archean basement. The main feature of the Kukasozero synclinorium, as shown on schematic geologic maps published as early as the 1930s and repeatedly discussed in the literature, is that the set of structural features on its northern flank is markedly different from that on its southern flank. The southern flank is rather simple structurally, being a system of parallel linear folds, whereas the northern flank is relatively simple in its eastern part and multiply folded in its western part. A few models were previously proposed for the structural evolution of the Kukasozero synclinorium. They differ substantially in the number of orogenies, in the role of the basement in strata folding, and in the details of considering the conditions and mechanisms of deformation. A new model is offered in this paper for the fundamental structural features of the Kukasozero synclinorium's fold structure. This model incorporates the results of the author's investigations into the Svecofennian structural transformation of the sedimentary strata and the granitoid basement in the North Karelia synclinorium zone. This model inherits the previous views that the structure was formed by continuous folding and nearly horizontal longitudinal rock flowage. A principally new aspect is that the asymmetry of the Kukasozero synclinorium is regarded as the result of deformation in a nonuniform stress field at the edge of the Karelia megablock, which protruded, during the Svecofennian tectogenesis, as a rigid block. This approach helped to explain the localization and trend of the nearly horizontal flow of rocks, which complicated their folding.

УДК 551.242.2(262.5)

РАННИЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2000 г. В. Г. Казьмин¹, А. А. Шрейдер¹, И. Финетти², В. Р. Мелихов³,
А. А. Булычев³, Д. А. Гилод³, О. И. Андреева³, Ал. Ан. Шрейдер³

¹Институт океанологии РАН, Москва

²Университет Триеста, Италия

³Московский государственный университет

Поступила в редакцию 18.02.99 г.

Карты мощностей и структурные карты поверхностей сейсмостратиграфических комплексов Черноморского бассейна, составленные во временном масштабе [17], были перестроены в метрический масштаб для сравнения с комплексом аналогичных карт, изданных группой Д.А. Туголесова [2]. Выявлены существенные различия в интерпретации строения осадочной толщи. Анализ перестроенных карт позволил выделить два ранее неизвестных депоцентра палеоцен-эоценовых и верхнемеловых (?) отложений в западной части Западной котловины. Депоцентры связаны с системой альбских или апт-альбских рифтов, включавшей также грабены Каркинитского залива. Раскрытие рифтов происходило в тылу Понтийской островной дуги, фрагмент которой сохранился на северном континентальном склоне Черного моря [13]. Сегменты рифтовой системы разделялись древними разломами северо-западного направления. Восточная часть Западной котловины и Восточная котловина характеризуются одинаковыми (2–3 км) мощностями палеоцен-эоценовых отложений и, очевидно, одновозрастны. Они раскрывались синхронно как два сопряженных рифта, разделенные диагональным блоком вала Андрусова. Показана роль тектонического фактора (растяжение, погружения) в формировании майкопского (олигоцен–ранний миоцен) бассейна Черного моря.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение осадочного покрова глубоководной впадины Черного моря проводится сейсмическими методами с 50-х годов нашего века. Достиженные успехи в этой области позволяют в настоящее время не только получить представление об общих величинах мощностей осадочного заполнения бассейна, но и проанализировать особенности осадконакопления в различные геологические эпохи, начиная с палеогена. Появились обобщающие работы, представляющие с единых позиций большинство материалов о распределении кайнозойских осадков. Среди них наибольшее значение имеют работы российской [2, 9, 11] и российско-итальянской групп ученых [10, 17]. В работах группы Д.А. Туголесова были обобщены и проанализированы результаты сейсмических исследований в Черном море, выполненных различными организациями, главным образом, объединением «Южморгеология» Министерства геологии СССР. Материалы, послужившие основой исследования, были получены в основном до 1985 г., когда впервые были опубликованы структурные карты и карты мощностей [11]. Альбом крупномасштабных цветных карт, изданный в 1989 г. [2], не содержит принципиальных изменений в сравнении с картами 1985 г. Сводка [17] базировалась как на советских материалах, так и на

серии региональных профилей, полученных итальянскими геофизиками. Работа включала также некоторые дополнительные материалы по северо-западному шельфу Черного моря.

Основным результатом работы обеих групп исследователей явились серии структурных карт по поверхностям главных отражающих горизонтов и карт мощностей для нескольких сейсмостратиграфических интервалов. Методика составления карт была практически одинаковой: опорные и второстепенные отражающие горизонты, выделенные на сейсмических разрезах, прослеживались на возможно большую часть акватории, осуществлялась их привязка к разрезам глубоких нефтепоисковых скважин на шельфах бассейна и скважин глубоководного бурения. Однако существует серьезное различие в представлении материалов: карты группы Д.А. Туголесова составлены в метрах, тогда как на картах российско-итальянской группы глубина залегания и мощности даны в секундах двойного пробега сейсмических волн. Это настолько затрудняет сопоставление результатов, что до сих пор оно практически не проводилось. Вместе с тем необходимость такого сопоставления очевидна. В российско-итальянском варианте использован больший объем данных, в частности, сейсмопрофили итальянской съемки. Соответственно, полученные результаты существенно отличаются от ранее опубликованных.

Очевидно, необходимо не просто сравнить результаты, но и попытаться оценить, насколько они вяжутся с данными по истории Черноморского бассейна, полученными при изучении его складчатого обрамления, в первую очередь, с палинспастическими реконструкциями [19].

Для того чтобы решить эту задачу, нами осуществлена перестройка карт, опубликованных в работе [17], из временного в метрический масштаб. С этой целью данные карты были сканированы и переведены в цифровые файлы, которые были сравнены с цифровыми материалами итальянских геофизиков. В результате был создан банк цифровой информации по сейсмостратиграфии осадочной толщи впадины Черного моря. На основании сведений об интервальных скоростях из цитированной работы [17] были созданы карты распределения мощностей для основных сейсмостратиграфических подразделений.

Значения ряда интервальных скоростей на востоке и на западе впадины Черного моря не совпадают между собой. Так, для верхней (антропогеновой) части разреза интервальные скорости для западной и восточной котловин составляют соответственно 1.8 и 1.7 км/с. Для нижнего сейсмокомплекса (палеоцен-эоцен) эти величины равны 4.45 и 4.6 км/с. При построении единых карт изопахит в линейном масштабе нам пришлось состыковывать результаты расчетов для западной и восточной частей моря. Наиболее удобным для стыковки данных был выбран район между 34 и 38° в.д., где сочленяются структуры Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской котловин. В этом районе был проведен анализ расхождений расчетных значений мощностей осадков в зависимости от средних величин этих мощностей.

Было установлено, что различия в оценке мощности в зависимости от выбранной величины интервальной скорости колеблются от 1% для верхней части разреза до 7% для его нижней части.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОПОРНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГОРИЗОНТОВ И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Прежде чем переходить к сопоставлению, отметим, что в данной статье будут рассматриваться только данные по кайнозойским осадкам Черноморского бассейна. Докайнозойские (меловые) осадки остаются пока мало изученными.

Опорные сейсмические горизонты и сейсмостратиграфические комплексы в работах групп Д.А. Туголесова и И. Финетти представлены в табл. 1. Они привязаны к геохронологической шкале [18], а также сопоставлены с геохронологической шкалой Паратетиса [12].

Таблица 1. Отражающие горизонты и кайнозойские сейсмокомплексы в работах групп Д.А. Туголесова и И. Финетти

Млн. лет	Finetti et al. 1988 [17]	Пояснительная записка... 1993 [9]	Региональные подразделения бассейна Паратетис (Чумаков, 1993 [12])
0	A ₁ - Q ₃	Q ₃ - A	Чайда
		Q ₂ - Б	Гурий
1.8	A ₂ - N ₂	Q ₁ - В	3.4 Куяльник
	A ₃ - N ₂	N ₁ ³ - N ₂	5.2 Киммерий
5.0	A ₄		7.0 Понт
10		I	9.3 Мэотис
15	N ₁	N ₁ ² - N ₁ ³	13.7 Сармат
20		Ia	Конка
	C		Караган
25			16.3 Чокрак
30	E - P ₃	P ₃ - N ₁	Па
35			35.4 Майкоп
40			
45	P ₁₋₂	P ₁₋₂	Палеоцен-эоцен
50			
55			
60			
65	K	H	
70			
75			
80			Мезозой, базальтовое ложе

Примечание. Пунктир – второстепенные отражающие горизонты.

Из таблицы ясно, что возраст, приписанный авторами сейсмическим горизонтам, в большинстве случаев не совпадает, соответственно не совпадают возрастные интервалы (объемы) сейсмостратиграфических комплексов. Полное совпадение в трактовке возраста отмечается лишь для трех уровней: К и Н (подошва кайнозойских отложений), Е и Па (кровля карбонатной толщи эоцена – подошва майкопской серии) и А₂ и В (подошва антропогена). Первый из них четко выделяется на пассивных окраинах бассейна, где он отвечает диахронной границе субгоризонтальных осадков палеоцена-эоцена и подстилающих меловых отложений, нарушенных сбросами [17]. В центральных ча-

Таблица 2. Корреляция отражающих горизонтов и кайнозойских сейсмокомплексов, принятая в данной статье

Сейсмокомплексы		Стратиграфический объем	Возраст
Finetti et al., 1988 [17]	пояснительная записка., 1993 [9]		
A2		Чауда В Гурий	Антропоген
A4		Куяльник Киммерий Средний – верхний понт	Поздний миоцен–плиоцен
C		Нижний понт Мэотис Ia Сармат	Средний – поздний миоцен
E		IIa Майкоп	Олигоцен – ранний миоцен
K		III	Палеоцен – эоцен
//////	//////		Мезозой, базальтовое ложе

стях Восточной и Западно-Черноморской котловин этот горизонт не прослеживается, и там природа докайнозойского субстрата остается неясной: это могут быть меловые отложения или базальты новообразованной океанской коры. По данным ГСЗ, последнее в особенности вероятно для Западно-Черноморской котловины [8, 20]. Более древние отражающие горизонты внутри мезозойских отложений выделяются только на Мизийской пассивной окраине и в настоящей статье не рассматриваются.

Второй уровень – граница карбонатной толщи эоцена и глини майкопа в силу литологического контраста является одной из наиболее ярких сейсмических границ и однозначно трактуется в обеих рассматриваемых сейсмостратиграфических схемах.

Наконец, третий совпадающий по возрасту уровень – подошва антропогена в обеих работах проводится по основанию подводной части дельты Дуная, а также в основании Доно-Кубанской палеодельты.

Создается впечатление (как будет показано, ошибочное), что для других уровней и, соответственно, сейсмокомплексов сопоставление невозможно. На самом деле легко убедиться в идентичности выделенных опорных горизонтов. Так, горизонт Ia в кровле майкопа в работах группы Д.А. Туголесова датируется ранним миоценом. Это соответствует наиболее принятым в черно-

морским регионе представлениям о возрасте майкопской серии (олигоцен–ранний миоцен). Вместе с тем указано, что горизонт Ia уверенно прослеживается до разведочных скважин в Нижне-Камчийском прогибе на болгарском шельфе, где он идентифицируется как кровля олигоцена. Именно этот возраст приписывается в работе [17] горизонту С. Таким образом, в обеих работах речь идет об одном и том же горизонте в кровле майкопа и лишь возраст его оценен по-разному.

Такое же положение с горизонтом I. В работах [2, 9] по ряду косвенных соображений он сопоставлен с подошвой мэотиса, причем используются, в основном, данные по прикавказской части бассейна. В западной части Черного моря горизонт I прослежен теми же авторами до скважины Игнеада на турецком шельфе, где его относят к подошве плиоцена. Именно этот возраст имеет горизонт A₄ в работе И. Финетти с соавторами [17].

До недавнего времени к нижней части плиоцена в Черноморском (Эвксинском) бассейне относили отложения понтийского яруса. Последние хроностратиграфические исследования показали, что средний и верхний понт соответствуют по возрасту мессинию, т.е. концу позднего миоцена [12]. К этому времени в Эвксинском бассейне относится крупнейшее падение уровня моря, превращение бассейна в систему озер. Можно предполагать, что горизонт I, так же, как и A₄ отвечает подошве трансгрессивной серии плиоцена, т.е. рубежу, соответствующему крупному несогласию. Соответственно, интервал между горизонтами С (Ia) и A₄ (I) будет отвечать среднему – верхнему миоцену, включая мэотис и нижний понт, а интервал между горизонтами A₄ (I) и A₂ (B) – среднему – верхнему понту и плиоцену. Приведенная корреляция представлена в табл. 2.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТЕЙ И СТРУКТУРА БАСЕЙНА В ПАЛЕОЦЕНЕ–ЭОЦЕНЕ

Карта мощностей палеоцена–эоцена, построенная по данным И. Финетти и др. [17], наиболее существенно отличается от соответствующей карты в работе [2]. В соответствии с последней, максимальные мощности палеоцен–эоценовых отложений приурочены к Западной котловине бассейна, где они достигают 5 км и более (рис. 1А). При этом область максимальных мощностей занимает практически всю центральную часть котловины от вала Андрусова до западного шельфа. Наибольшие значения (6 км) отмечаются в Бургаском прогибе и на востоке котловины между валом Архангельского и Понтидами. В Восточной котловине мощности палеоцена–эоцена значительно меньше – не превышают 4 км, а обычно равны 2–3 км. Распределение мощностей сложное, оно подчинено узким поднятиям и впадинам

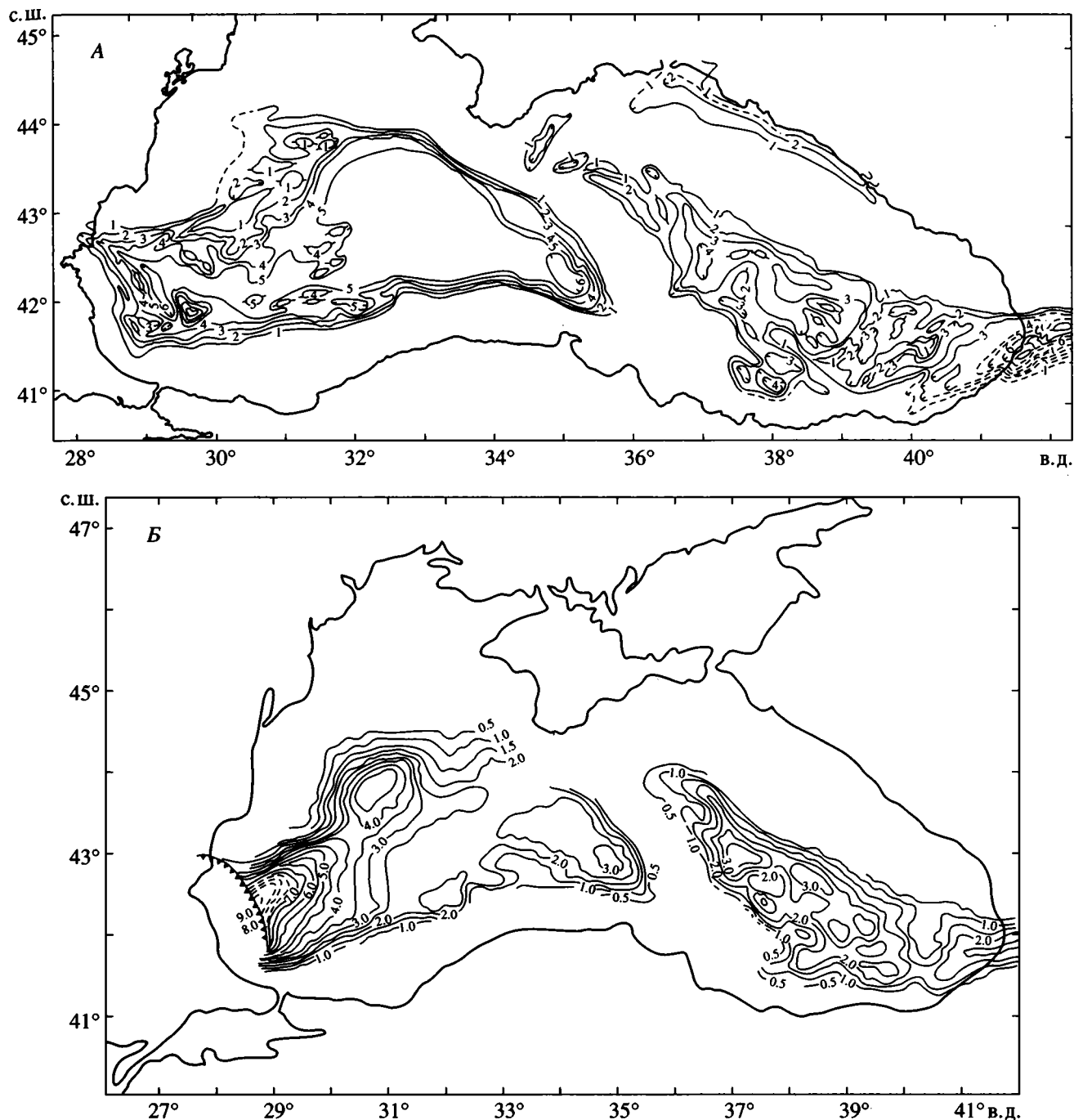


Рис. 1. Карты мощностей палеоцен-эоценовых отложений черноморского бассейна: 1А – по Д.А. Туголесову с соавторами [2], изопахиты через 1 км; 1Б – по [17] с перестройкой в метрический масштаб, выполненной авторами настоящей статьи, изопахиты через 0.5 км.

северо-восточной ориентировки. Только в подводном продолжении Аджаро-Триалетской зоны на крайнем юге Восточной котловины отмечаются мощности до 5 км и более.

Совершенно иная картина вырисовывается на карте, составленной по данным итальянских исследователей (см. рис. 1Б). Большая часть Запад-

ной и Восточная котловина характеризуются одинаковыми мощностями палеоцен-эоценовых осадков порядка 2–3 км. Распределение осадков в Западной котловине простое, а в Восточной более сложное, отражающее существование многочисленных мелких впадин и поднятий. Максимальные значения мощностей (до 5–6 км и более)

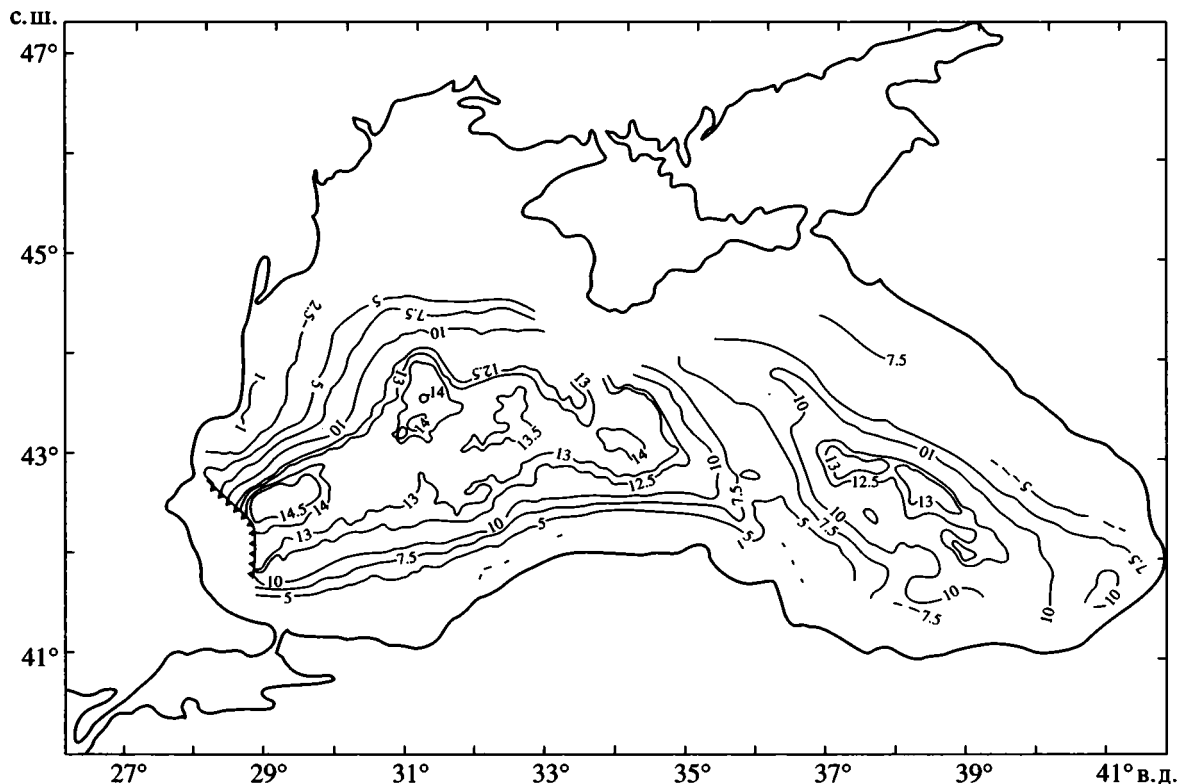


Рис. 2. Структурная карта поверхности докайнозойского основания черноморского бассейна, построенная авторами настоящей статьи по данным [17].

Изогипсы глубин от поверхности дна через 2.5 км (дополнительные – через 0.5 км). Зубчатая линия – фронт складчатого сооружения Балканид.

отмечаются в двух небольших депоцентрах, прилегающих к западному шельфу Черного моря и частично расположенных в пределах шельфа. Последнее хорошо согласуется с данными о том, что современный шельф (дельта Дуная) перекрывает древний континентальный склон и его подножие [11]. Оси депоцентров имеют отчетливое северо-восточное простирание и смещены левосторонне одна относительно другой. Границей между депоцентрами является узкая зона сокращенных мощностей (седловина), имеющая северо-западное простирание и находящаяся на продолжении разлома Печенега–Камена на территории Румынии. Разлом является северо-восточным ограничением Мизийской плиты. Крутой градиент мощностей, ограничивающий северо-восточный депоцентр с востока, также совпадает с крупным разломом на суше и шельфе [17].

Попытаемся понять, какова связь палеоценовых депоцентров со структурой.

Для решения этого вопроса прежде всего обратимся к структурной карте докайнозойской поверхности (горизонт К). Соответствующая карта из работы [2] малоинформативна. Юго-западному депоцентру соответствует область глубокого

(до 14 км) погружения фундамента, раскрывающаяся в центральную часть Западной котловины. На месте северо-восточного депоцентра глубина залегания фундамента 10–11 км, причем выделяются отдельные изометрические округлые поднятия и впадины.

Иная картина вырисовывается на карте докайнозойской поверхности, построенной нами, исходя из величин суммарных мощностей кайнозойских отложений, по данным И. Финетти и др. [17] (рис. 2). Юго-западному депоцентру на этой карте отвечает изолированная впадина с максимальными для всего Черного моря глубинами поверхности К – до 15 км. От основной части Западной котловины эта впадина отделяется неявно выраженной перемычкой (грядой) северо-западного простирания, продолжающей в море разлом Печенега–Камена. Северо-восточному депоцентру отвечает менее глубокая, но все же достаточно выраженная впадина докайнозойской поверхности с отметками до 14 км. С северо-востока эта впадина ограничена уступом северо-западного простирания, резко смещающим континентальный склон Западной котловины Черного моря.

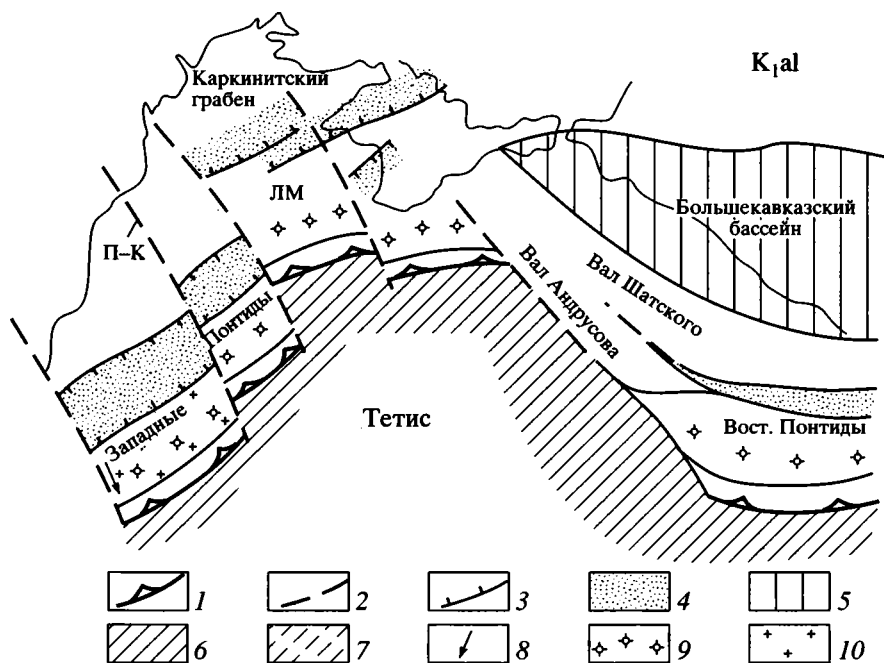


Рис. 3. Палеотектоническая реконструкция для альбского времени

1 – зона субдукции; 2 – поперечный разлом; 3 – сброс; 4 – раннемеловые грабены; 5 – раннемезозойский задуговой бассейн; 6 – океан; 7 – палеоценовый задуговой бассейн; 8 – направление движения блоков относительно Евразии; 9 – вулканическая дуга; 10 – фрагмент мизийской платформы. Буквы на схеме: ЛМ – Ломоносовский массив; П-К – разлом Печенега–Камена.

Таким образом, депоцентры палеоцен-эоценовых отложений совпадают с глубокими впадинами в докайнозойском фундаменте.

Можно высказать предположение о природе впадин. Известно, что раскрытие Черноморского бассейна началось с рифтогенеза в тылу Понтийской островной дуги в барреме–апте [22] или альбе [14, 19]. Весьма вероятно, что рифтовые впадины конца раннего мела и послужили затем депоцентрами для накопления пострифтовых осадков (рис. 3).

Мощная толща, интерпретируемая как отложения палеоцена–эоцена, на самом деле, скорее всего, включает и осадки верхнего мела, заполняющие узкие раннемеловые грабены и отсутствующие на остальной территории Западно-Черноморской котловины. Сама форма впадин, их связь с поперечными разломами, игравшими на ранней стадии раскрытия Черноморского бассейна роль трансформных [21, 22], говорит в пользу их рифтового происхождения.

В этой связи интересно еще одно наблюдение. По одному из поперечных разломов намеченные грабены весьма четко сочленяются с системой альбских или несколько более ранних грабенов Каркинитского залива (см. рис. 3). В последних развит синрифтовая альбская или альб-сеноманская осадочно-вулканогенная толща до 2 км мощностью (данные Т.Е. Улановской, см. [19]). Карки-

нитские грабены оказываются, таким образом, самым северо-восточным сегментом рифтовой системы, смещенным по левому типу относительно соседнего сегмента. Широкое развитие альбских известково-щелочных вулканитов в Каркинитском рифте [3] и на южном подводном склоне Крыма [4] ранее предположительно объяснялось близостью Понтийской островной вулканической дуги [5].

Подтверждение этому было получено в результате морских исследований последних лет на континентальном склоне Черного моря к западу от Крыма [13]. Как показали драгировки и маршруты подводных обитаемых аппаратов, нижняя часть склона сложена толщей базальтов, андезитов, андезитов, дацитов и плагиориолитов. Здесь также встречены обнажения плагиогранитов, тоналитов, кварцевых диоритов, диоритов и габбро. Среди магматических пород по петрологии и геохимии выделены две серии: бонинитовая и андезитовая (известково-щелочная). В целом магматические породы слагают подводный массив, названный Ломоносовским, и рассматриваются авторами цитируемой работы как фрагмент палеоостровной дуги.

Определения возраста пород К/Аг методом выявили две возрастных группы. Первая (основная) группа имеет раннемеловой возраст, причем наиболее надежные определения по кварцевым диоритам

дают цифры от 103 до 126 млн. лет. На гистограмме по всем определениям выделяется пик, отвечающий 130–120 млн. лет (баррем–апт). Вторая группа определений включает поздне меловые и эоценовые датировки с явным пиком на гистограмме, соответствующим интервалу 90–70 млн. лет.

По отношению к данной палеоостровной дуге Каркинитские грабены являлись задуговыми. Вслед за их образованием в альбе Каркинитский бассейн испытал большие погружения в позднем мелу–эоцене с накоплением до 4000 м морских осадков [3]. В этом плане он сходен с двумя депозцентрами, выявленными на западе Западно-Черноморской котловины.

Континентальный склон в районе Ломоносовского массива имеет ступенчатый профиль [13], что говорит о вероятном развитии сбросов. Последние фиксируются на сейсмических профилях, пройденных в крест простираения уступа [17]. В основании склона проходит крупный Ломоносовский разлом [13]. Эти данные убедительно свидетельствуют о рифтовом происхождении склона, образовавшегося в процессе раскола вулканической дуги и раскрытия Западно-Черноморской котловины.

На крайнем юго-востоке Восточной котловины также выделяется зона больших мощностей палеоцен–эоценовых отложений. Она представляет собой подводное продолжение Аджаро-Триалетской зоны – задугового бассейна палеоцен–эоценового возраста [1]. Не исключено, что формирование задугового бассейна началось здесь, так же, как и в Западной котловине, в альбе. На это указывает увеличение мощности альб–сеноманских отложений в южном направлении от сухопутного продолжения вала Шатского (Гагра-Джавская зона) с одновременным замещением осадочных пород вулканитами андезито-базальтового состава [11].

Существует мнение о большей древности Западной котловины по сравнению с Восточной. Образование первой относят к раннему мелу–сеноману, основываясь на возрасте синрифтового (баррем–альб) и пострифтового (сеноман) комплексов в Западных Понтидах. Предполагается, что несогласие в основании сеномана отвечает переходу от рифтинга к спредингу. Восточная котловина образовалась в палеоцене [22, 23].

Как видно из изложенного, раннемеловой возраст, скорее всего, имеет лишь крайняя западная часть Западной котловины. Остальная и притом большая ее часть раскрылась, по нашему мнению, синхронно с Восточной котловиной, о чем убедительно свидетельствуют одинаковая мощность палеоцен–эоценовых отложений и, следовательно, одинаковый режим погружения и осадконакопления (см. рис. 1Б).

Сейсмические профили в Восточной котловине показывают несогласное залегание пострифтового палеоцен–эоценового комплекса на мезозойских породах, образующих систему наклонных блоков [17]. Следовательно, главная фаза рифтогенеза и раскрытия приходится здесь либо на конец мела, либо на начало палеоцена. Этот вывод хорошо коррелируется с данными по обрамлению бассейна, прежде всего, по Аджаро-Триалетии, куда в палеогене продолжалась Восточно-Черноморская котловина [1]. Анализ геологических данных по Большому Кавказу показывает, что раскрытие Восточно-Черноморской котловины не могло происходить за счет вращения вала Шатского против часовой стрелки, как это предполагали некоторые авторы [21, 23]. Такое вращение должно было бы сопровождаться сокращением Большекавказского бассейна в палеоцене, а этого не происходило [7]. Остается допустить, что раскрытие осуществлялось в результате вращения вала Андрусова по часовой стрелке, а это, в свою очередь, возможно только при южном дрейфе Понтийской вулканической дуги с одновременным раскрытием Восточной и Западной котловин (рис. 4). Сходные кинематические схемы предлагались и ранее [5, 17, 19].

Таким образом, данные о распределении мощностей палеоцен–эоценовых отложений и кинематические ограничения свидетельствуют в пользу одновременного раскрытия восточной части Западной и Восточной котловин. Судя по данным ГСЗ о развитии тонкой базальтовой коры в Западной котловине [8, 20], это раскрытие могло сопровождаться спредингом. Большой разрыв во времени между рифтингом (альб) и спредингом (палеоцен), возможно, связан с коллизией Понтид с микроконтинентом Кишехир в позднем мелу [16]. Эта коллизия могла приостановить раскрытие задугового рифта. В то же время она вызвала смещение зоны субдукции на юг, а затем новый импульс растяжения в тыловодужной области, благодаря эффекту “отката” погружающейся плиты. В этом плане интересны данные о поздне меловом вулканизме в Ломоносовском массиве [13]. Возможно, вулканизм, связанный с зоной субдукции, продолжался здесь непрерывно до конца мела и затух лишь после раскола дуги и раскрытия Западно-Черноморской котловины в палеоцене–эоцене.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТЕЙ И СТРУКТУРА БАСЕЙНА В ОЛИГОЦЕНЕ–РАННЕМ МИОЦЕНЕ

Карты мощностей олигоценовых–нижнемиоценовых отложений (майкопская серия) в сравниваемых работах обладают большим сходством (рис. 5А, 5Б). На большей части Западной и в центре Восточной котловины осадки майкопской се-

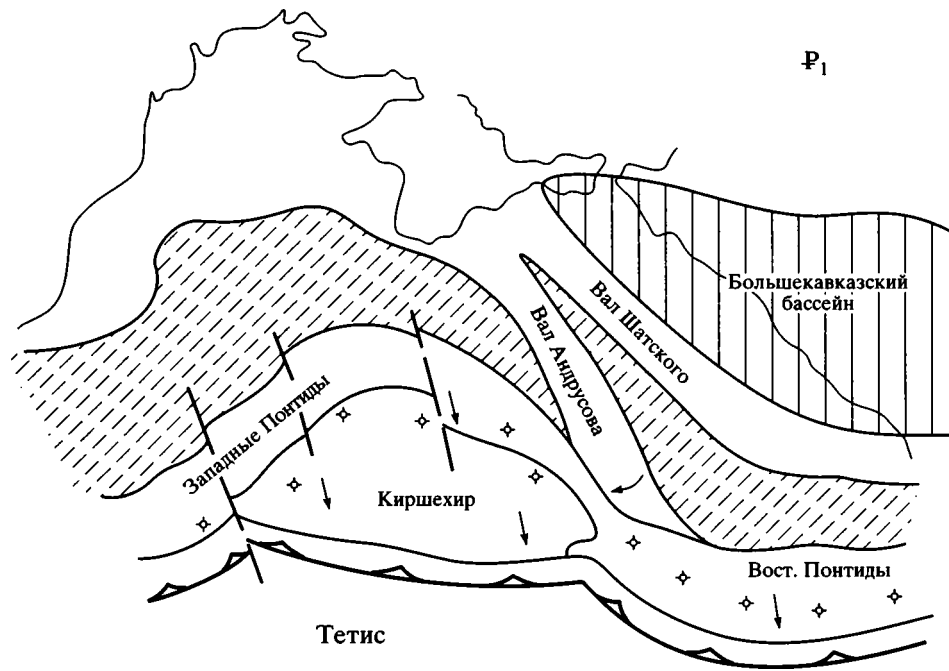


Рис. 4. Палеотектоническая реконструкция для палеоценового времени. Условные обозначения см. на рис. 3.

рии имеют мощность около 4 км. Большие мощности (порядка 4.5–5.0 км) характеризуют незначительную площадь в центральной части Западной котловины. Примечательной чертой карты, составленной по итальянским данным (см. рис. 5Б), является небольшой депоцентр с мощностями до 6 км и сопряженный с ним участок овальной формы с мощностями, сокращенными до 4 км. Последний тяготеет к зоне Западно-Крымского разлома. Зона повышенных мощностей может являться продолжением прогиба Сорокина – передового прогиба перед фронтом горно-складчатого сооружения Южного Крыма. Если это предположение верно, то прогиб Сорокина продолжается значительно дальше на запад, чем это предполагалось ранее (см. рис. 5А), и может быть прослежен до Западно-Крымского разлома.

Сопоставление структурных карт по поверхностям палеоцена–эоцена и майкопской серии, составленным по данным И. Финетти и др. [17] (рис. 6А, 6Б), говорит о заполнении как Западной, так и Восточной котловин осадками в течение олигоцена и раннего миоцена. Об этом свидетельствует расширение плоского днища впадин за счет нижних частей склонов. Особенно заметен этот процесс проявился в Западной котловине Черного моря. Большая мощность осадков в центре Западной котловины может быть объяснена тем, что в Восточной котловине значительная часть осадочного материала, поступившего с суши, блокировалась в передовых прогибах – Туап-

синском и Сорокина (см. рис. 6А) и в центр котловины не поступала.

На карте поверхности палеоцен–эоценовых отложений (см. рис. 6А) хорошо прослеживается гряда северо-западного простирания, связанная с продолжением Западно-Крымского разлома.

Вал Андрусова, резко выраженный в рельефе в палеоцен–эоцене, в майкопское время был уже в значительной степени перекрыт осадками, хотя, возможно, в его пределах еще сохранялись небольшие участки, где осадконакопление не происходило. На валу Шатского мощность майкопских отложений была меньше 0.5 км, а в гребневой, западной, части вала осадки вообще не отлагались (см. рис. 6А).

Скорость осадконакопления в майкопское время резко возросла (примерно до 24 см/тыс. лет в сравнении с 10 см/тыс. лет в палеоцен–эоцене). Это, естественно, связывается с началом альпийской складчатости и орогенеза в обрамлении Черного моря в позднем эоцене. Одновременно произошла смена карбонатных осадков глинами майкопской серии, что, очевидно, определялось появлением источников сноса терригенного материала.

Остается неясным, произошло ли углубление бассейна при переходе к накоплению глин майкопской серии или же бассейн только заполнялся майкопскими глинами, постепенно мелея [22]. Некоторые исследователи полагают, что майкопские глины представляют собой более глубоководные отложения, чем карбонатные осадки

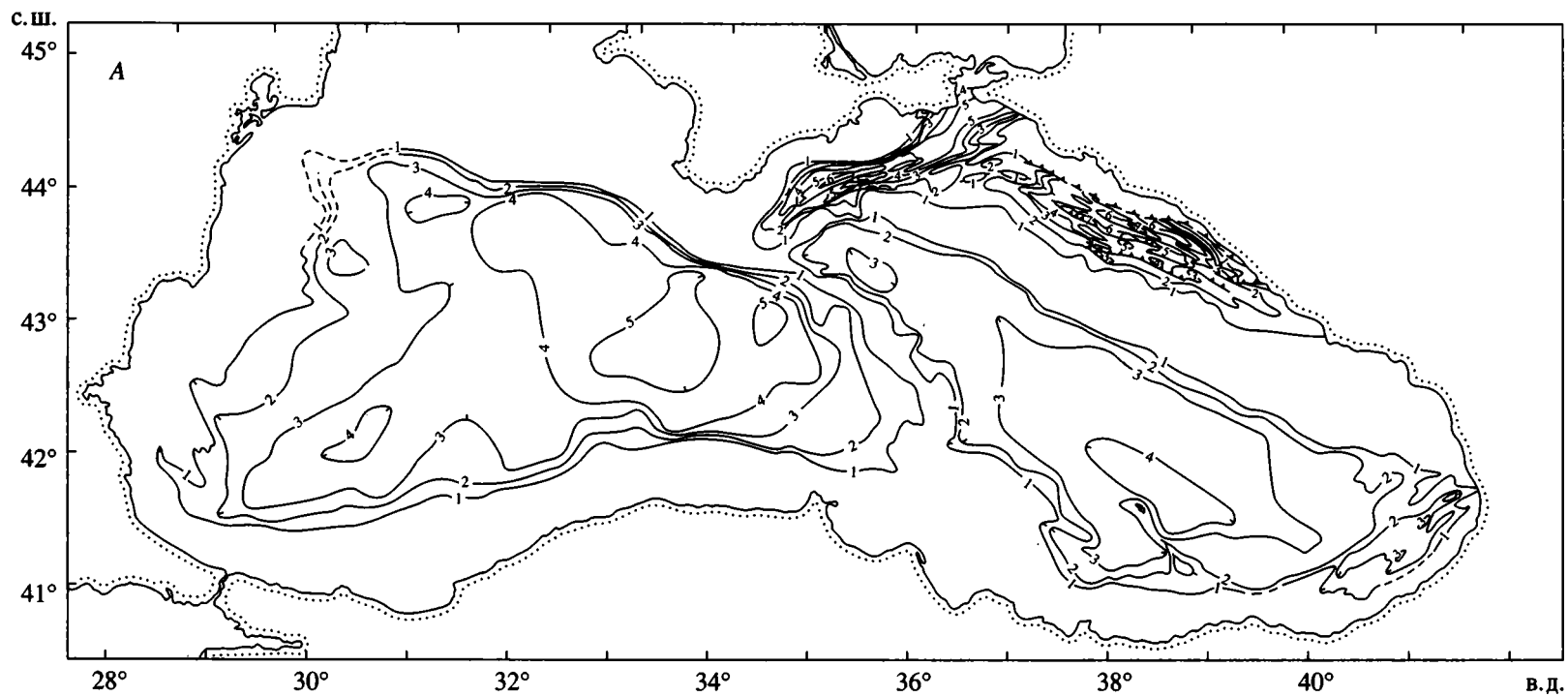


Рис. 5. Карты мощностей олигоценовых отложений черноморского бассейна: 5А – по Д.А. Туголесову с соавторами [2], изопахиты через 1 км; 5Б – по [17] с перестройкой в метрический масштаб авторами настоящей статьи, изопахиты через 1 км.

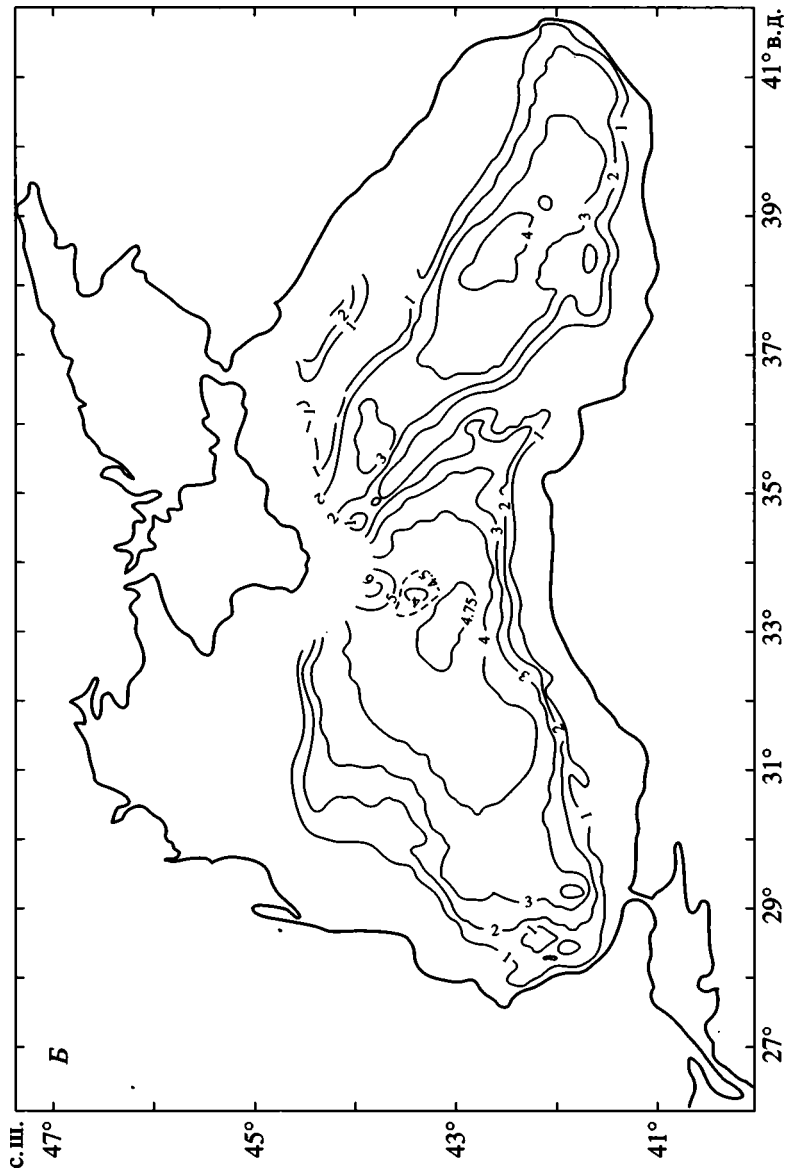


Рис. 5. Окончание.

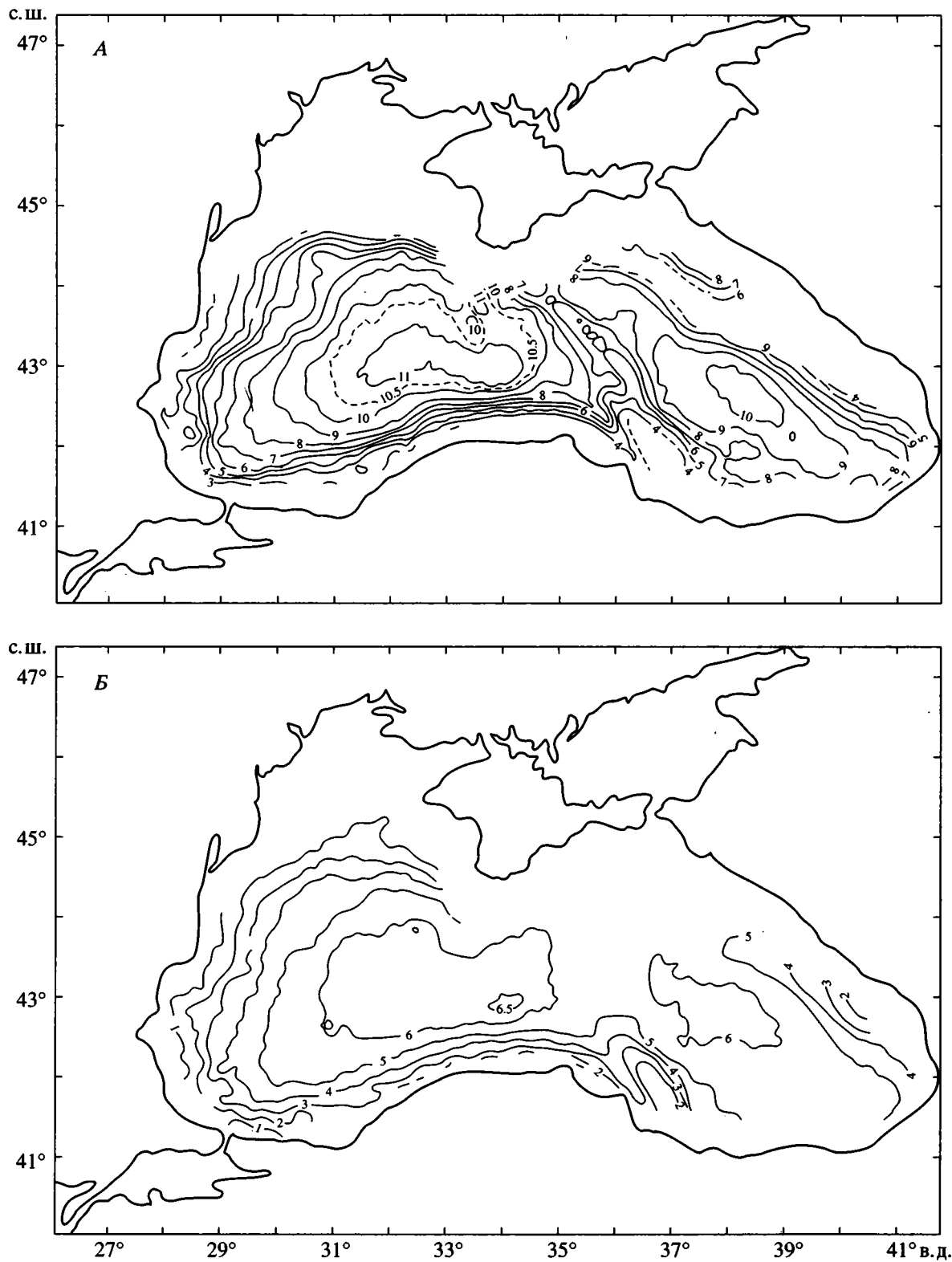


Рис. 6. Структурные карты поверхностей палеоцена-эоцена (А) и олигоцена-раннего миоцена (майкопа) (Б), по данным [17] с перестройкой в метрический масштаб авторами настоящей статьи; изогипсы глубины от поверхности дна через 1 км.

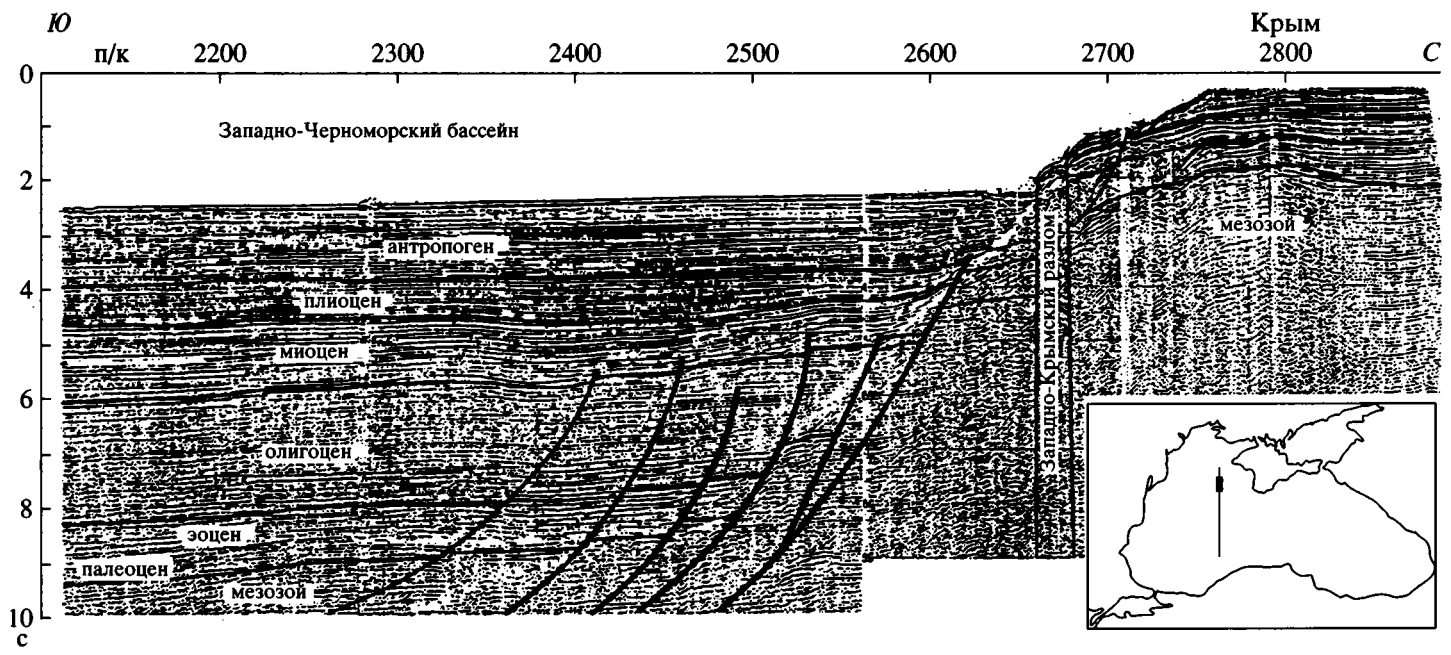


Рис. 7. Сейсмический профиль на северной окраине Западной котловины Черного моря. Видны сбросы, активные в олигоцене–раннем миоцене [17].

верхнего эоцена [7, 15]. Не останавливаясь на данных по наземным разрезам, отметим, что на сейсмических профилях в акватории Черного моря [17] четко выявляется группа нормальных сбросов, активных в олигоцене – раннем миоцене, т.е. в период формирования майкопской серии. Такие сбросы выделяются на западной и северо-западной окраинах бассейна, а также на юго-западном склоне вала Шатского (рис. 7). Вероятно, таким образом, что после фазы сжатия в конце эоцена, появившейся как на южной, так и на северной окраине бассейна [22], в олигоцене возникла обстановка растяжения, сопровождавшаяся погружениями и углублением бассейна [19].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение карт мощностей осадков и структурных карт по главным отражающим горизонтам в работах группы Д.А. Туголесова и И. Финетти выявило существенные различия, касающиеся прежде всего нижней части разреза осадочного комплекса Черноморской впадины. На картах, составленных итальянскими интерпретаторами во временном масштабе и перестроенных в метрический масштаб авторами настоящей статьи, выявлены два депоцентра, заполненные мощными толщами нижнего стратиграфического комплекса, включающего, как следует из соображений, приведенных в настоящей статье, не только палеоцен-эоценовые, но, возможно, и верхнемеловые осадки. Конфигурация депоцентров, их связь с поперечными разломами, наконец, структурная связь с рифтами Каркинитского залива убеждают в рифтовом происхождении депоцентров. Удаётся реконструировать систему рифтов, образовавшихся в раннемеловое время (баррем–альб) и представлявших собой наиболее древнюю часть Западно-Черноморской котловины. Рифты образовались в тылу Понтийской вулканической дуги. В частности, для рифтов Каркинитского залива это положение полностью подтверждается обнаружением фрагмента островной дуги (Ломоносовский массив – [13]), оставшегося после раскола на северной пассивной окраине Черного моря.

По данным исследователей Понтид, рифтогенез в Западно-Черноморском бассейне имел место в апте–альбе, возможно, в барреме–альбе [21, 22], причем предполагался переход от рифтинга к спредингу в сеномане. В частности, по [22], ложе всей Западно-Черноморской котловины создано сеноманским спредингом. По нашим данным, раннемеловой рифтогенез проявился только в западной части котловины, остальная ее часть, судя по мощности палеоцен-эоценовых отложений, не отличается от Восточной котловины и, по-видимому, одновозрастна с ней. Позднемеловые–эоценовые бассейны западной части котловины,

образовавшиеся в эпоху пострифтовых погружений, имеют ширину около 150 км (см. рис. 1Б), а находящиеся в их основании рифты были, вероятно, еще уже. Мог ли в этих рифтах произойти разрыв континентальной литосферы и переход к спредингу, неясно. Но даже если такой переход произошел, меловое раскрытие было ограничено очень узкой зоной на западе Западно-Черноморской котловины.

Реконструкция на рис. 3 показывает раскрытие узкого раннемелового задугового бассейна в южной части Восточной котловины. Его выделение основано на ограниченных данных бурения в Колхидской низменности и Рионской депрессии [11]. По представленной схеме, раскрытие бассейна связывается в единую кинематическую систему с раскрытием задуговых рифтов западной части Черного моря.

В работах [22, 23] представлена модель развития черноморского бассейна. В основу модели положено представление о коренном различии субстрата, подвергшегося рифтогенезу, в Западной и Восточной котловинах бассейна. Предполагается, что в Западной котловине рифтогенез происходил на мощной (200 км) литосфере Мизийской платформы, а в Восточной – на маломощной (80 км) и модифицированной развитием мезозойских островных дуг литосфере Скифской платформы. Ошибочность такой посылки очевидна. Границей Мизийской платформы является разлом Печенга–Камена, отделяющий ее от покровного сооружения Северной Добруджи [24]. Таким образом, только юго-западный сегмент раннемелового рифта мог возникнуть за счет раскола Мизийской платформы. Остальная часть Западной котловины возникла за счет рифтогенеза Скифской платформы и, частично, раннекиммерийского орогена – продолжения Северной Добруджи. Восточная котловина образовалась в результате раздвига между валом Шатского и Андрусова, бывшими до раскрытия Черного моря частями Понтид. Последние, в свою очередь, являются, скорее всего, фрагментом все той же Скифской платформы, отделенным рифтогенезом в раннем мезозое [19]. Как Понтиды, так и скифский фундамент северной окраины Западной котловины испытали воздействие мезозойского островодужного вулканизма. Становится ясным, что моделирование, построенное на ошибочных представлениях о геологическом строении бассейна, не может отражать реальную картину его развития.

Особый интерес имеет проблема кайнозойской кинематики. Как было показано выше, раскрытие Восточной котловины не могло происходить без вращения вала Андрусова по часовой стрелке. Это, в свою очередь, предполагает южный дрейф Понтийской дуги и одновременное раскрытие Восточной и Западной котловин. Ины-

ми словами, в палеоцене–эоцене обе котловины раскрывались как два сопряженных рифта, разделенные диагональной перемычкой вала Андрусова. Такая структура, кстати, характерна для многих рифтов. Достаточно вспомнить южную часть Красноморского рифта и Афар с разделяющим их диагональным блоком Данакиля или Байкальский рифт с диагональной перемычкой Академического хребта между Центральной и Северной котловинами [6]. Предположение о подобном характере раскрытия черноморского бассейна высказывалось многими [5, 17, 19]. Новая карта мощностей палеоценовых–эоценовых отложений подчеркивает сходство Восточной и восточной части Западной котловин, являясь еще одним аргументом в пользу данной кинематической схемы.

Большой интерес представляет история майкопского (олигоцен–ранний миоцен) бассейна Черного моря. Данные по Большому и Малому Кавказу и Предкавказью говорят об углублении бассейна при переходе от позднего эоцена к олигоцену [7]. Было ли это следствием эвстатических колебаний или явилось результатом тектонического погружения? Интерпретация сейсмических профилей [17] выявляет нормальные сбросы, формировавшиеся в олигоцене–раннем миоцене на северной (Одесский шельф) и северо-восточной (вал Шатского) окраинах Черноморского бассейна. Иными словами, можно говорить об импульсе растяжения и тектонического погружения, последовавшего за первой фазой сжатия в конце эоцена [19]. В течение майкопского времени происходило заполнение глубоководных котловин осадками и постепенное обмеление бассейна. Эта тенденция отчетливо просматривается при сравнении перестроенных в метрический масштаб структурных карт по кровле эоцена и кровле майкопа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адамия Ш., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования Черного моря // Геотектоника. 1974. № 1. С. 78–94.
2. Альбом структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины / Ред. Туголесов Д.А., М.: ГУТК, 1989.
3. Богаец А.Т., Бондарчук Г.К., Лескин И.В. и др. Геология шельфа УССР. Киев: Наук. думка, 1986. 152 с.
4. Жигунов А.С. Мезозойские отложения Алуштинского участка Крымского континентального склона // Океанология. 1986. Т. 26. № 4. С. 655–666.
5. Зоненшайн Л.П., Ле Пишон К. Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей – остатки мезозойских тыловых бассейнов // История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 74–93.
6. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.
7. Копп М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–50.
8. Непрочнов Ю.П. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35. Вып. 4. С. 30–35.
9. Пояснительная записка к альбому структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины / Ред. Туголесов Д.А. Геленджик: ГП НИПИ Океангеофизика, 1993. 71 с.
10. Строение и эволюция земной коры Черного моря / Ред. Белоусов В.В., Вольвовский Б.С. М.: Наука, 1992. 86 с.
11. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
12. Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. Т. 12. С. 68–75.
13. Шнюков Е.Ф., Щербатов И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: Нац. АН Украины, 1997. 287 с.
14. Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.А. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // Геотектоника. 1997. № 1. С. 59–70.
15. Щерба И.Г. Палеогеновый бассейн Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 3. С. 71–80.
16. Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E. et al. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 241–313.
17. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z. Geophysical study of the Black Sea // Bull. Geofisica Teor. ed. Appl. 1988. Vol. 30. № 117–118. P. 197–324.
18. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A geologic time scale, 1989. Cambridge University Press, 1989. 263 с.
19. Kazmin V. Mesozoic to Cenozoic history of the back-arc basins in the Black-Sea–Caucasus region // CASP Rep. № 656. Cambridge, 1997. 41 с.
20. Neprochnov Yu.P., Neprochnova A.F., Mirlin E.E. // Deep structure of the Black Sea basin / Eds. Degens E.T., Ross D.A. // The Black Sea geology, chemistry and biology. Tulsa: Am. Assoc. Petr. Geol., 1974. P. 35–49.

21. *Okay A.I., Sengor A.M.C., Gorur N.* Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // *Geology*. 1994. Vol. 22. P. 267–270.
22. *Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.* Petroleum geology of the Black Sea // *Marine and Petroleum Geology*. 1996. Vol. 13. № 2. P. 195–223.
23. *Robinson A.G., Spadini G., Cloetingh S., Rudat J.* Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modeling // *Marine and Petrol. Geol.* 1995. Vol. 12. № 8. P. 821–835.
24. *Sandulescu M.* Dobrogea within the Carpathian foreland // IGCP Project. № 369. Field Guidebook: Central and North Dobrogea. Romania: Geol. Inst., 1995. P. 1–4.

Рецензенты: А.Л. Книппер, Н.В. Короновский

Early Stages of the Black Sea Development from Seismic Data

V. G. Kaz'min*, A. A. Shreider*, I. Finetti**, V. R. Melikhov***, A. A. Bulychev***, D. A. Gilod***, O. I. Andreeva***, Al. An. Shreider***

* *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117218 Russia*

** *University of Trieste, Faculty of Sciences, Applied Geophysics, via dell' Università, 7, Trieste, 34123 Italy*

*** *Moscow State University (MGU), Vorob'evy gory, Moscow, 119899 Russia*

The time-scale isopach and structural maps of the Black Sea basin's seismostratigraphic units [17] were readjusted into a metric scale to be compared with the analogous maps published by D.A. Tugolesov's group [2]. Significant differences were found in the interpretation of the sedimentary sequence's structure. The analysis of the rearranged maps resulted in the discovery of two previously unknown depocenters of Paleocene–Eocene and Late Cretaceous (?) sediments in the western part of the Western basin. The depocenters are associated with the system of Albian or Aptian–Albian rifts, which included also the Karkinit Bay's grabens. The rifts had opened at the back of the Pontian island arc, a fragment of which is preserved at the Black Sea's northern continental slope [13]. The rift system's segments were separated by the northwest trending ancient faults. The eastern part of the Western basin and the whole of the Eastern basin have equal (2–3-km) thicknesses of the Paleocene–Eocene deposits and are possibly of the same age. They had opened simultaneously as two conjugated rifts separated by the diagonal block of the Andrusov Rise. The role of tectonic factor (extension, subsidence) in the development of the Black Sea basin during Maikopian time (Oligocene–Early Miocene) is discussed.

УДК 551.24:551.72/73(571.74)

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КЕЛЯНО-ИРАКИНДИНСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА) В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

© 2000 г. А. Б. Кирмасов, В. Г. Талицкий, Н. А. Божко

Геологический факультет МГУ, Москва

Поступила в редакцию 05.11.98 г.

В статье приведен новый фактический материал, полученный в результате детальных структурно-геологических исследований в пределах Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса), характеризующейся весьма скудной обнаженностью. Для изучения тектонического строения зоны применялась методика структурного парагенетического анализа, ориентированного на восстановление механических обстановок формирования структур и структурных парагенезов. Было проведено детальное изучение 15 участков, сложенных разновозрастными образованиями, развитыми на исследуемой территории. Применение методов структурного парагенетического анализа при изучении геологической структуры и механизмов тектогенеза на примере Келяно-Иракиндинской зоны развивает практические приложения модели структурообразования в неоднородной иерархически построенной геологической среде. В результате удалось получить новую уникальную структурную информацию, не использовавшуюся ранее при геологических исследованиях региона. На основании новых данных сделан вывод, что в течение позднего докембрия – палеозоя породы Келяно-Иракиндинской зоны испытали три последовательных этапа деформации регионального сжатия: два предпозднерифейских (субмеридионального и ССЗ–ЮЮВ сжатия) и один пострanneкембрийский (СВ–ЮЗ сжатия). Полученные структурные данные оказываются перспективными в свете обоснования палеогеодинамических моделей развития восточной части Байкало-Муйского пояса и способствуют лучшему пониманию деформационных процессов, происходящих при коллизии гетерогенных блоков земной коры.

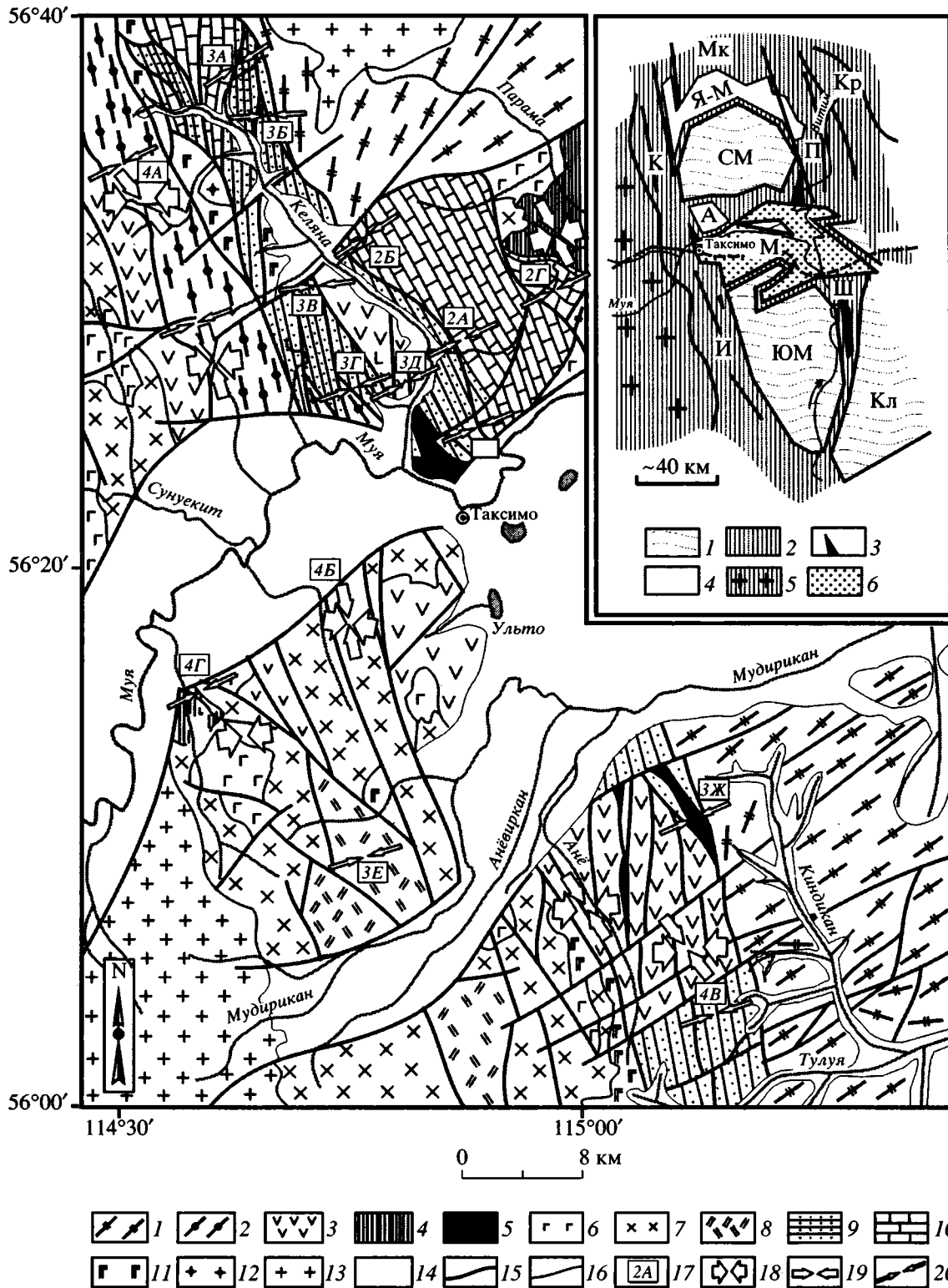
ВВЕДЕНИЕ

Тектоника восточной части Байкало-Муйского пояса на протяжении последних десятилетий является предметом острых дискуссий и споров. Это касается как общих вопросов тектонического строения и развития региона, так и различных частных аспектов. В этой связи достаточно упомянуть, что одни исследователи ведущую роль в формировании структуры пояса отводили раннепротерозойскому этапу тектогенеза [34], другие – байкальскому [6, 16], третьи – каледонскому [1]. Кроме того, существует точка зрения о полистадийности развития тектонической структуры региона, основанная на современных моделях аккреционной тектоники террейнов [3, 9, 15].

Очевидно, что столь различные взгляды на тектонику пояса не являются случайными. Эволюция этих представлений, с одной стороны, связана с развитием геотектоники как науки, с разработкой новых подходов к моделированию геологической среды и новых методов тектонического анализа, а с другой – с фактическим материалом, имеющимся в распоряжении того или иного исследователя, и его интерпретацией.

В пределах описываемой территории в последние годы были получены новые данные абсолютной геохронологии и биостратиграфии [11, 13,

17–19 и др.], детально изучены геохимические особенности магматических комплексов [7, 8, 11 и др.] и метаморфизма пород [5, 32]. Наши исследования последних лет показали, что в строении Келяно-Иракиндинской зоны (рис. 1) участвует несколько крупных структурно-вещественных комплексов, различающихся особенностями внутреннего строения и характером метаморфических преобразований [2–5 и др.]. Так, можно выделить архейско-раннепротерозойский комплекс Северо-Муйской и Южно-Муйской глыб, отличающихся сложной интерференционной складчатой структурой и наличием нескольких этапов метаморфизма [2, 5] (в данной статье не рассматриваются), рифейский структурно-вещественный комплекс, к которому относятся образования муйской серии (вулканогенная келянская и терригенно-карбонатная парамская толщи), а также комагматичные им образования (базит-гипербазитовые породы офиолитовой ассоциации [8, 11], островодужные габброиды и гранитоиды [17]), позднерифейско-кембрийский комплекс, к которому на рассматриваемой территории нами отнесены аналоги позднерифейских вулканитов падринской серии, вулканогенно-терригенные отложения тулуинской толщи и раннекембрийский карбонатный комплекс. В среднем – позднем палеозое в пределах Келяно-Иракиндин-



ской зоны произошло внедрение коллизионных гранитоидов восточной части Ангаро-Витимского батолита [13].

Выделение перечисленных выше структурно-вещественных комплексов стало возможным во

многом благодаря проведению детальных структурно-геологических работ, так как весьма скудная обнаженность территории, неравномерно проявленный метаморфизм, отсутствие фауны в большинстве комплексов пород и т.п. не позволи-

ли провести здесь надежные съемочные работы среднего и крупного масштаба, поэтому на имеющихся на сегодняшний день средне- и крупномасштабных геологических картах структурная информация является крайне проблематичной, непригодной для анализа структурной эволюции региона.

В этих условиях недостаток структурной информации был восполнен постановкой специальных детальных структурных работ с целью сбора структурного материала на отдельных, в достаточной степени обнаженных, участках в пределах Келяно-Иракиндинской зоны (см. рис. 1), являющейся одним из ключевых сегментов Байкало-Муйского пояса. Всего было отработано 15 участков, сложенных разновозрастными образованиями, развитыми на этой территории. В результате удалось получить новую уникальную структурную информацию, не использовавшуюся ранее при геологических исследованиях региона. Собранный в процессе проведения структурных исследований детальный фактический материал представлен на рис. 2–4.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ СТРУКТУРНОГО МАТЕРИАЛА

При решении региональных геодинамических задач помимо формационного анализа, направленного на реконструкцию первичного пространственного размещения тех или иных геологических образований, определения их возраста, геохимической специализации, важное значение имеет анализ истории тектонических процессов, нарушивших первичные сочетания геологических тел и установивших их современные пространственные соотношения. К познанию тектонических деформаций нельзя привлечь современные процессы, однако их история зафиксирована в деталь-

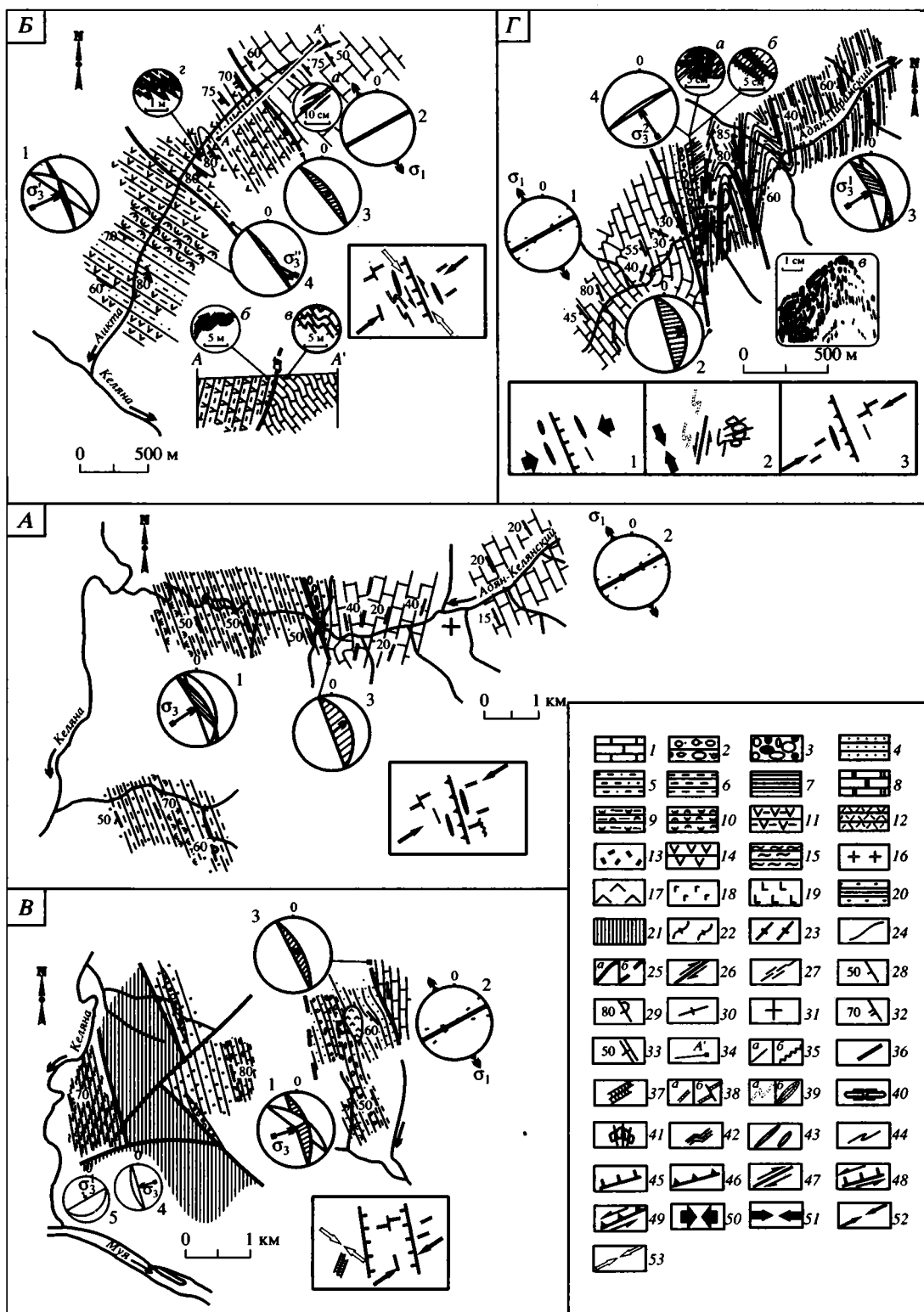
ной структуре исследуемых регионов. В этой связи для познания истории тектонических деформаций важное значение приобретает установление соотношения современной геологической структуры с движениями и силами, проявившимися в регионе и создавшими наблюдаемую структуру. Это соотношение может быть установлено методами структурного парагенетического анализа.

Структурный парагенетический анализ предполагает вовлечение в исследование процессов структурообразования закономерных, устойчиво повторяющихся сочетаний деформационных структурных форм различной морфологии и размера, зафиксированных в регионе. Такой подход, по определению А.В. Лукьянова, основан на утверждении, "... что тектонические движения имеют не только разрушающее, но и создающее значение: они приводят не только к нарушению залегания геологических тел, но и к образованию новых, тектогенных тел, характеризующихся особой структурой, составом и более или менее отчетливыми очертаниями. Огромный фактический материал показывает, что такие тела разнообразны и по размеру, и по набору структурных элементов, их составляющих. Их можно выделять и классифицировать эмпирическим путем. К ним можно применять парагенетический анализ" [12, с. 9]. Справедливости этого утверждения базируется на установленном различными методами исследований факте, что закономерные сочетания различных элементарных структур, называемые структурными парагенезами, могут формироваться лишь во вполне определенных механических обстановках, расшифровка которых является одной из основных целей структурного парагенетического анализа. Из сказанного следует, что структурный парагенетический анализ, по существу, представляет собой решение об-

Рис. 1. Геологическая схема Келяно-Иракиндинской зоны и ориентировки осей сжатия, восстановленные по структурным парагенезам:

1–14 – структурно-вещественные комплексы: 1, 2 – архейско-раннепротерозойский комплекс: 1 – гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы Муйской глыбы, 2 – гетерогенный комплекс метаморфических пород водораздельной части правобережья р. Келяны (муйские гранито-гнейсы); 3–7 – рифейский комплекс: 3 – порфириитоиды, порфириоды, ортосланцы келянской толщи, 4 – метапесчаники, метаалевролиты, углистые сланцы, мраморизованные доломиты парамской толщи, 5 – гипербазиты, 6, 7 – габброиды (6) и гранитоиды (7) муйского интрузивного комплекса; 8–12 – позднерифейско-кембрийский комплекс: 8 – базальты, дациты, риолиты нижней пачки тулуинской толщи (поздний рифей), 9 – туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, алевролиты, конгломераты средней и верхней пачек тулуинской толщи (поздний рифей – венд), 10 – кембрийские известняки и доломиты, 11, 12 – габброиды (11) и гранитоиды (12) позднерифейско-вендского возраста; 13 – средне-позднепалеозойские гранитоиды; 14 – четвертичные отложения; 15 – разрывные нарушения; 16 – границы стратиграфические и интрузивного контакта; 17 – участки детальных структурных исследований (буквенно-цифровые обозначения соответствуют нумерации рисунков статьи, см. также рис. 6, 7); 18–20 – ориентировки осей сжатия, восстановленные по структурам на отдельных участках (этапов деформации D₁ (18), D₂ (19), D₃ (20)).

На врезке показана тектоническая схема восточной части Байкало-Муйского пояса: 1 – раннекембрийские массивы (СМ – Северо-Муйская, ЮМ – Южно-Муйская, Кл – Каларская глыбы); 2 – структурно-формационные зоны, сложенные рифейскими вулканогенными образованиями (К – Келянская, И – Иракиндинская, Мк – Мамаканская, Кр – Каралонская, П – Парамская, Ш – Шаманская); 3 – гипербазиты; 4 – кембрийские карбонатные прогибы (А – Адянский, Я-М – Янгудо-Мамаканский); 5 – средне-позднепалеозойские гранитоиды (восточный край Ангаро-Витимского батолита); 6 – Муйская кайнозойская рифтовая впадина (М).



ратной физической задачи: восстановление физического процесса по конечному результату. Естественно, что такая задача может быть успешно решена лишь при понимании способов формирования различных структурных форм и их сочетаний, что, по мнению Дж. Уилсона [33], в тектонике

имеет такое же важное значение, как понимание принципов эволюции органического мира в палеонтологии.

Пониманию процессов структурообразования, происходивших в геологической среде, во многом способствуют результаты экспериментальных ла-

бораторных исследований (механических испытаний пород и минералов при различных РТ-условиях, физического моделирования тектонических процессов), а также приложение принципов физики деформационного процесса к интерпретации наблюдающихся тектонических структур. При применении физических моделей к интерпретации природных структурных парагенезов должно учитываться как специфика объектов, подвергавшихся деформированию, так и специфика условий, при которых протекала деформация.

В процессе проведения исследований были последовательно выполнены морфологический анализ, определение кинематических и динамических условий образования отдельных структур, выделение устойчиво повторяющихся сочетаний элементарных структур – структурных парагенезов – на разных структурных уровнях (см. прямо-

угольные врезки на рис. 2–4). Полученные в результате данные позволили подойти к анализу закономерностей образования и развития структур и структурных парагенезов во времени и в пространстве. Привлечение генетических аспектов структурообразования при проведении анализа вынуждает более подробно остановиться на принципах механической интерпретации выделенных нами структурных парагенезов.

ПРИНЦИПЫ МЕХАНИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ КЕЛЯНО-ИРАКИНДИНСКОЙ ЗОНЫ

Механическая интерпретация структурных парагенезов, зафиксированных в породах Келяно-Иракиндинской зоны, проводилась нами в рамках

Рис. 2. Структурные схемы участков детальных исследований (см. рис. 1):

А – бассейн ручья Адяна-Келянского (ось сжатия σ_3 восстановлена ортогонально ориентировке межзернового кливажа (плоскость со штриховкой), секущего слоистость (плоскость без штриховки), диаграмма 1 (здесь и далее в проекции на верхнюю полусферу); ось растяжения σ_1 восстановлена параллельно волокнам кальцита в минеральных жилах, диаграмма 2; на диаграмме 3 стрелкой показана кинематика перемещения по разрыву западного блока относительно восточного);

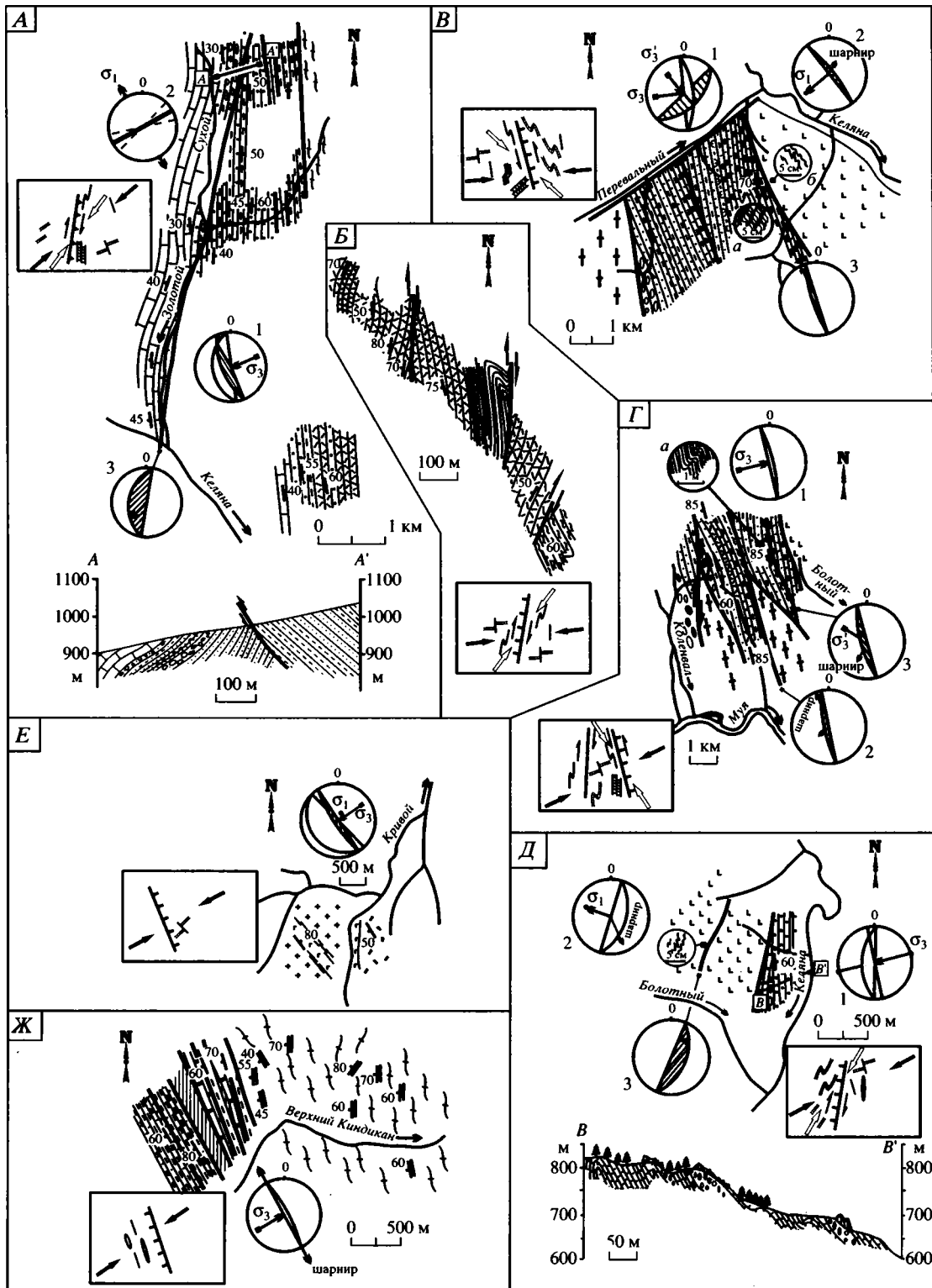
Б – бассейн ручья Аикта (диаграммы 1–3 – см. участок *А* (врезка *а* – кальцитовые жилы; врезки *б*, *в* – приразрывные складки в породах обоих блоков); на диаграмме 4 показана ось сжатия σ_3'' локального поля напряжений, связанного с более поздними сдвиговыми перемещениями по разрыву (врезка *г* – присдвиговые складки) кинематика перемещения показана стрелкой);

В – Адянская гряда (диаграммы 1–3 – см. участки *А*, *Б*; оси σ_3 и σ_3' на диаграммах 4 и 5 восстановлены соответственно ортогонально межзерновому кливажу и кливажу плейчатости в породах западного обрамления Усть-Келянского гипербазитового массива);

Г – бассейн ручья Адяна-Парамского (ось растяжения σ_1 восстановлена параллельно волокнам кальцита в минеральных жилах, диаграмма 1; на диаграмме 2 показана кинематика перемещения блоков по разрыву; ось сжатия σ_3^1 восстановлена ортогонально секущему слоистости (плоскость без штриховки) кливажу (плоскость со штриховкой), диаграмма 3; ось сжатия σ_3^2 восстановлена ортогонально кливажу плейчатости и поверхностям раздела муллион-структур (врезки *а*, *б*, *в*), диаграмма 4)

1 – известняки и доломиты кембрийского возраста; *2–15* – тулуинская толща, поздний рифей – венд; *2* – аркозово-кварцевые конгломераты и гравелиты, *3* – полимиктовые конгломераты, *4* – песчаники, *5* – алевролиты, *6* – филлиты, глинистые и алевролитовые сланцы, *7* – углисто-серпичито-хлоритовые (черные) сланцы, *8* – доломиты, *9* – туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты, *10* – туфы кислого состава, *11* – катаклазированные кислые эффузивы, *12* – кислые эффузивы и их туфы, *13* – риолитовые и дацитовые порфиры, *14* – базальтовые порфириты, *15* – кварц-альбит-хлорит-серпичитовые микросланцы (филлиты); *16–18* – позднерифейские интрузивные и субвулканические образования; *16* – гранит-порфиры, *17* – граносиенит-порфиры, *18* – габброиды, долериты; *19* – базальтовые порфиритоиды келянской толщи, рифей; *20* – метаалевролиты, черные сланцы парамской толщи, рифей (?); *21* – серпентинизированные гипербазиты, рифей (?); *22, 23* – раннедокембрийские образования; *22* – гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы Муйской глыбы, *23* – метаморфический комплекс гетерогенного строения (муйские гранито-гнейсы); *24* – геологические границы, стратиграфические и интрузивного контакта; *25* – разрывные нарушения достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*); *26* – сдвиги; *27* – зоны дробления и расщепления пород; *28–33* – элементы залегания слоистости (*28* – наклонного, *29* – опрокинутого, *30* – вертикального, *31* – горизонтального), плоскостей межзернового кливажа (*32*), метаморфической плоскостности (*33*); *34* – местоположение разрезов.

На прямоугольных врезках показаны структуры и структурные парагенезы и восстановленные по ним ориентировки осей сжатия: *35–38* – структуры и структурные парагенезы уровня зерен и агрегатов зерен: *35а* – межзерновой кливаж, *35б* – стилолитовые швы, *36* – сланцеватость, *37* – кливаж плейчатости, *38а* – минеральные жилы, *38б* – деформационно-химический парагенез межзерновой кливаж + минеральные жилы – бороды нарастания; *39–44* – структуры и структурные парагенезы уровня слоев и пачек слоев: *39* – жилная полосчатость, смятая в складки с субвертикальными (*а*) и субгоризонтальными (*б*) шарнирами, *40* – будинаж, *41* – муллион-структуры, *42* – кинк-зоны, *43, 44* – складки с субгоризонтальными (*43*) и субвертикальными (*44*) шарнирами, образованные по слоистости или метаморфической полосчатости; *45–49* – структуры уровня блоков: *45* – взбросы, *46* – надвиги, *47* – сдвиги, *48* – сдвиго-взбросы, *49* – сдвиго-надвиги; *50–53* – ориентировки осей сжатия, восстановленные по структурам и структурным парагенезам: *50–52* – этапы деформации: *50* – D_1 , *51* – D_2 , *52* – D_3 , *53* – локального сжатия, связанного с перемещением блоков по разрывам в течение этапа деформации D_3 .



динамической модели неоднородной, иерархически построенной геологической среды. Подробное теоретическое обоснование этой модели содержится в [23, 24, 28, 30]. Здесь мы лишь кратко коснемся основных ее положений и тех моментов,

которые необходимы в данном конкретном случае.

При изучении механизмов тектогенеза, заключающихся в деформационном преобразовании первичных структур геологической среды во

вторичные, тектогенные, представляется целесообразным моделировать геологическую среду иерархической системой разномасштабных структурных элементов, составляющих уровни ее структурной организации. В простейшем виде такая иерархия может быть представлена следующим образом: внутризерновые уровни, уровни зерен, агрегатов зерен, слоев, пачек слоев, блоков, ансамблей блоков и т.д. Характерно, что каждый последующий уровень включает в себя предыдущие.

При нагружении такой системы или каком-либо ином внешнем воздействии возникающие в ней напряжения распределяются неравномерно, концентрируясь на неоднородностях разных структурных уровней. Иначе говоря, иерархия структурных уровней системы порождает резко неоднородное поле напряжений с концентраторами разных размеров и интенсивности. В связи с неоднородностью поля напряжений деформация также неоднородна и развивается локализованно в областях концентрации напряжений. Такие представления позволяют рассматривать деформируемую геологическую среду как далекую от равновесия диссипативную систему, при этом предполагается диссипация упругой энергии, и, следовательно, данный процесс напрямую связан с релаксацией полей напряжений.

В иерархически построенной геологической среде релаксация напряжений (а, следовательно, и диссипация энергии) может осуществляться различными способами, как механическими, так и физико-химическими (переупаковкой структур-

ных элементов, изменением их формы, перекристаллизацией, растворением или разрушением материала и др.), но все они ведут к релаксации концентраторов, в которых эти процессы происходят. **Концентраторы каждого из уровней структурной организации геологической среды при определенных внешних условиях и условиях нагружения обладают собственными механизмами и, что особо важно, собственными временами релаксации напряжений, поэтому деформационные процессы и связанные с ними процессы структурообразования проходят не хаотически, а вполне закономерно и упорядоченно, последовательно переходя с уровня на уровень.** Это обстоятельство и определяет формирование закономерных структурных сочетаний при деформациях геологической среды. Одна из задач структурного парагенетического анализа заключается в установлении этих закономерностей.

Релаксация концентраторов каждого из структурных уровней связана с перестройкой его структуры. При релаксации концентраторов одного из структурных уровней (т.е. при его структурной перестройке) осуществляется переход деформации на другой структурный уровень и т.д. Такие переходы представляются вполне закономерными, подготовленными деформационной предысторией, так как при перестройке структуры какого-либо из уровней изменяется поле напряжений, а, следовательно, изменяются и механизмы релаксации напряжений. В деформацию включаются элементы другого структурного уровня, концентраторы

Рис. 3. Структурные схемы участков детальных исследований (см. рис. 1):

А – бассейн ручья Золотого (ось сжатия σ_3 восстановлена ортогонально ориентировке межзернового кливажа (плоскость со штриховкой), секущего слоистость (плоскость без штриховки); диаграмма 1; ось растяжения σ_1 восстановлена параллельно волокнам кальцита в минеральных жилах, диаграмма 2; на диаграмме 3 стрелкой показана кинематика перемещения по разрыву восточного блока относительно западного);

Б – левый борт р. Келяны, в 2 км ниже по течению от устья ручья Золотого;

В – левый борт ручья Перевального (оси σ_3 и σ_3' восстановлены соответственно ортогонально межзерновому кливажу (плоскость без штриховки) и развитому по нему кливажу плейчатости (плоскость со штриховкой), диаграмма 1, врезка *а*; ось растяжения σ_1 восстановлена ортогонально зеркалу складчатых кварц-хлоритовых и хлорит-эпидотовых жил (врезка *б*), диаграмма 2, стрелкой показана ориентировка шарниров жильных складок; на диаграмме 3 стрелкой показана кинематика перемещения по разрыву восточного блока относительно западного);

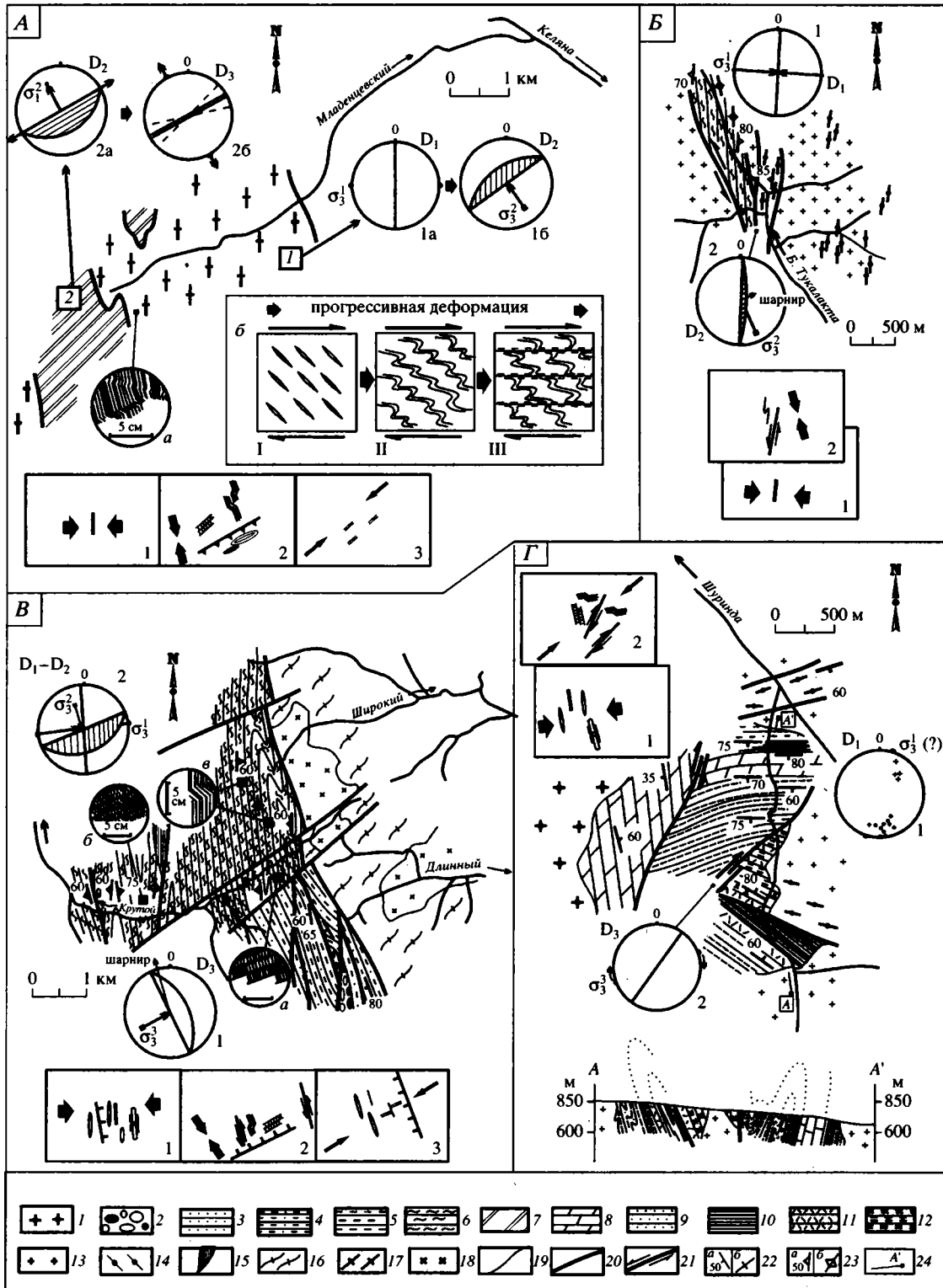
Г – водораздельная часть ручьев Коленвала и Болотного (ось сжатия σ_3 восстановлена ортогонально плоскости межзернового кливажа, диаграмма 1; на диаграммах 2, 3 стрелками показаны кинематика перемещений блоков по разрывам и положение шарниров приразрывных складок (врезка *а*), ось σ_3' восстановлена ортогонально плоскости кливажа плейчатости);

Д – левый борт ручья Болотного (ось сжатия σ_3 восстановлена ортогонально плоскости межзернового кливажа (линия), секущего слоистость (плоскость без штриховки), диаграмма 1; диаграмма 2 – см. участок *В* (врезка *а* – складчатые эпидотовые жилы); на диаграмме 3 стрелкой показана кинематика перемещения по разрыву восточного блока относительно западного);

Е – бассейн ручья Кривого (ось сжатия σ_3 восстановлена ортогонально субкливажной текстуре в эффузивах, ось растяжения σ_1 – параллельно волокнам в волокнистых кварцевых жилах);

Ж – левый борт ручья Верхнего (ось сжатия σ_3 восстановлена ортогонально плоскости межзернового кливажа, стрелками показано положение шарниров складок).

На прямоугольных врезках показаны структуры и структурные парагенезы и восстановленные по ним ориентировки осей сжатия. Условные обозначения см. на рис. 2.



которого при данных внешних условиях и условиях нагружения оказываются наиболее подготовленными к релаксационной работе. В общем случае переходы деформации могут осуществляться как с низших уровней на высшие, так и наоборот,

а в релаксационной работе могут участвовать как элементы структурных уровней, имевшихся в системе до ее деформирования, так и элементы новых уровней структурной организации, возникающих в процессе деформации. В результате такого рода

структурной эволюции системы, происходящей при ее прогрессирующей деформации, возникают новообразованные тектогенные тела, представленные закономерными сочетаниями разномасштабных структурных элементов: парагенезы разномасштабных структурных форм.

Таковы основные исходные положения динамической модели неоднородной, иерархически построенной геологической среды. Если же подойти к проблеме более конкретно, необходимо отметить, что в каждом рассматриваемом случае на фоне общих закономерностей структурной эволюции геологической среды имеются свои собственные, специфические моменты, связанные с разнообразием строения исследуемых объектов на всех структурных уровнях, с конкретными внешними условиями их деформирования и т.п. и влияющие на конкретные деформационные механизмы. Все эти моменты должны учитываться как при выделении

структурных парагенезов в конкретных регионах, так и при их механической интерпретации.

В пределах исследованной территории наибольшим распространением пользуются деформационные структуры уровня зерен и агрегатов зерен (кливаж разных морфологических типов, сланцеватость, кинк-зоны, "волоконистые" жилы и т.п.), а также структуры уровня блоков, ограниченных разрывами различных кинематических типов (см. рис. 2–4). В меньшей степени представлены складки слоев: как правило, удается наблюдать лишь фрагменты их крыльев. В этой связи при восстановлении на каждом исследованном объекте ориентировок деформирующих усилий особое внимание уделялось малым структурным формам и их сочетаниям, а также исследованию кинематики разрывов, свидетельствующей о тех или иных блоковых перемещениях.

Рис. 4. Структурные схемы участков детальных исследований (см. рис. 1):

А – бассейн ручья Младенцевского (точка наблюдений 1: ось сжатия σ_3^1 восстановлена ортогонально кристаллизационной сланцеватости и метаморфической плоскостности, диаграмма 1а, ось сжатия σ_3^2 восстановлена ортогонально плоскости кливажа плейчатости и бисекторной плоскости диэдрального угла, образованного парой сопряженных кинк-зон (врезка а), диаграмма 1б; точка наблюдений 2: ось растяжения σ_1^2 восстановлена ортогонально зеркалу складчатых эпидотовых и кварц-эпидотовых жил (плоскость со штриховкой, стрелки – шарниры складок), диаграмма 2а (на врезке б показан прогрессивный характер деформации в метаэффузивах в процессе надвигообразования), ось растяжения σ_1^3 восстановлена параллельно волокнам кварца в кварцевых жилах, диаграмма 2б);

Б – нижнее течение р. Большой Тукалакты (ось сжатия σ_3^1 восстановлена ортогонально кристаллизационной сланцеватости и метаморфической полосчатости, диаграмма 1; ось сжатия σ_3^2 восстановлена по морфологии присдвиговых складок, шарниры показаны стрелкой, диаграмма 2);

В – водораздельная часть рек Анё и Киндикан (оси сжатия σ_3^1 и σ_3^2 восстановлены соответственно по положению метаморфической сланцеватости (линия) и плоскостям кливажа плейчатости (врезки а, б), использованы также данные об ориентировке односторонних кинк-зон (врезка в), диаграмма 1; ось сжатия σ_3^3 восстановлена ортогонально плоскостям межзернового кливажа, стрелкой показано положение шарниров складок, диаграмма 2);

Г – нижнее течение р. Шуринды (ось сжатия σ_3^1 восстановлена ортогонально обобщенной плоскости сланцеватости (полюса сланцеватости показаны точками и крестиками (соответственно северный и южный блоки), диаграмма 1; на диаграмме 2 показана плоскость разрыва – субвертикального правого сдвига, ось сжатия σ_3^3 восстановлена по наложенным на сланцеватость кливажу плейчатости, односторонним кинк-зонам)

1 – средне-позднепалеозойские гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса; 2–5 – тулуинская толща, поздний рифей – венд: 2 – валунные полимиктовые конгломераты, 3 – песчаники, 4 – алевролиты, 5 – кварц-хлорит-серицитовые микросланцы (филлиты); 6, 7 – келянская толща, рифей: 6 – кварц-хлорит-альбит-эпидотовые, кварц-альбит-хлорит-мусковитовые, плагиоклаз-кварц-мусковитовые сланцы, 7 – базальтовые и андезитовые порфирилоиды, риолитовые порфирилоиды; 8–12 – парамская толща, рифей (?): 8 – мраморы, карбонат-биотитовые сланцы, 9 – метапесчаники, метаалевролиты, кварц-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы, 10 – углисто-кварц-мусковит-биотитовые микросланцы (черные сланцы), 11 – риолитовые порфирилоиды, 12 – кислые ортосланцы; 13, 14 – рифейские гранитоиды муйского комплекса (13), в том числе катаклазированные (14); 15 – серпентинизированные гипербазиты; 16–18 – раннедокембрийские образования: 16 – гнейсы и кристаллические сланцы Муйской глыбы, 17 – метаморфический комплекс гетерогенного строения (муйские гранито-гнейсы), 18 – раннепротерозойские (?) гранитоиды; 19 – геологические границы, стратиграфические и интрузивного контакта; 20, 21 – разрывные нарушения (20), в том числе сдвиги (21); 22, 23 – элементы залегания слоистости (22а – наклонного, 22б – вертикального), сланцеватости и метаморфической полосчатости (23а – наклонного, 23б – вертикального); 24 – местоположение разрезов.

На прямоугольных врезках показаны структуры и структурные парагенезы и восстановленные по ним ориентировки осей сжатия (условные обозначения см. на рис. 2). D₁, D₂, D₃ – этапы деформационных преобразований пород.

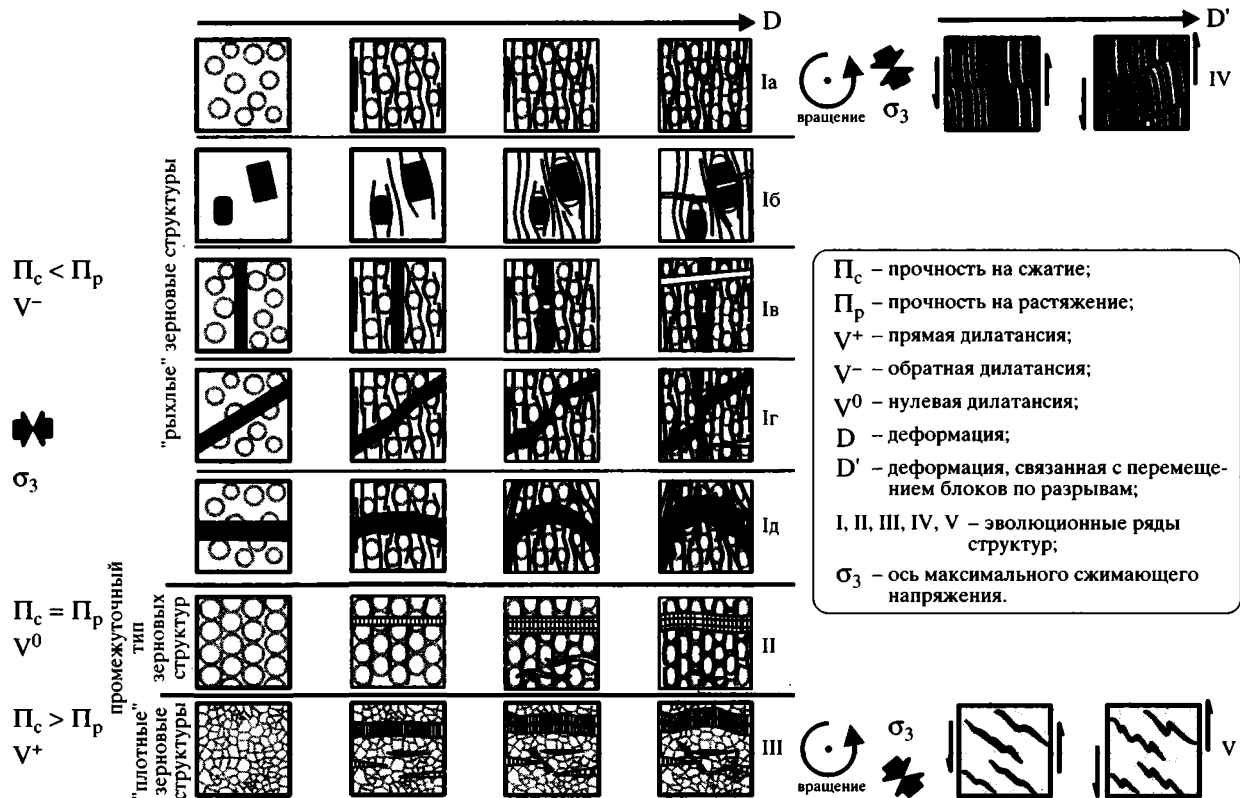


Рис. 5. Схема структурообразования в породах с различным типом зерновой структуры (на примере пород позднерифейско-кембрийского структурно-вещественного комплекса Келяно-Иракиндинской зоны).

Пояснения в тексте.

Из фактического структурного материала различных частей Келяно-Иракиндинской зоны следует, что наиболее распространенным структурным парагенезом, развитым в породах региона, является парагенез: межзерновой кливаж – “волоконистые” жилы и другие минеральные новообразования (см. рис. 5). Такой парагенез весьма широко развит в различных регионах, но весьма редко используется в структурном анализе. Между тем этот парагенез является хорошим “тензодатчиком”, позволяющим надежно восстанавливать ориентировки главных динамических осей. В этой связи представляется целесообразным более подробно остановиться на его механической интерпретации.

Формирование межзернового кливажа [21, 27] (как и кливажа плейчатости [20, 35, 37]) связано с деформационным механизмом растворения – переотложения растворенного вещества, называемым также компрессионной ползучестью [14, 21, 31, 36, 38]. Смысл этого механизма заключается в том, что при сжатии пород с резко неоднородной зерновой структурой, содержащих флюид, в их объеме, в общем случае, возникают концентраторы напряжений двух типов: концентраторы сжимающих напряжений на контактах зерен, ориентированных нормально к ориентировке сжатия, и кон-

центраторы растягивающих напряжений на контактах зерен, параллельных ориентировке сжатия. Релаксация такого резко неоднородного поля напряжений осуществляется путем растворения зерен в концентраторах сжимающих напряжений и переотложения растворенного вещества в концентраторах растягивающих напряжений, где в процессе деформации образуются разного рода пустоты. При действии такого механизма в породе нормально к оси сжатия возникают плоскостные зоны, в которых сконцентрирован тонкодисперсный нерастворимый материал (кливажные зоны), разделяющие породу на пластинки (микролитоны), сложенные реликтами частично растворенных зерен и переотложенными минеральными новообразованиями в “тенях давления” последних. В результате в нагружаемой породе происходит структурная перестройка, механический смысл которой заключается в ослаблении действия нагрузки. Теперь уже нагрузка действует не на точечные контакты зерен, а оказывается распределенной по большой площади, по площади контактов микролитонов.

Рассмотренный вариант является одним из случаев формирования парагенеза, когда прочность деформируемых пород на сжатие и растяжение

оказывается приблизительно равной: $P_c = P_p$ (под прочностью в данном случае понимается способность пород противостоять как разрушению, так и большим пластическим деформациям. Измерения показывают, что при развитии хорошо выраженной, видимой макроскопически, кливажной структуры сокращение объема в направлении сжатия составляет величину порядка 20–25%. Однако в зависимости от конкретной зерновой структуры: плотности упаковки зерен, характера связей зерен на границах, способа цементации, состава зерен и т.п. – прочностные характеристики разных пород на сжатие (P_c) и растяжение (P_p) могут варьировать в широких пределах: от $P_c < P_p$ до $P_c > P_p$. В приведенном выше случае формирования межзернового кливажа в породах с $P_c = P_p$ образуется парагенез зон растворения и зон переотложения растворенного вещества (кливажных зон и “бород” нарастания в “тенях давления” зерен), наблюдаемых практически рядом, в одном объеме пород (в одном образце или шлифе). Структуры растворения (кливажные зоны) и структуры переотложения растворенного вещества составляют единый структурный парагенез, называемый нами деформационно-химическим [25, 29].

Наличие деформационно-химического парагенеза позволяет однозначно восстанавливать ориентировку главных динамических осей [29]. Ось сжатия ориентирована всегда нормально к плоскостям кливажных зон, а ось растяжения – параллельно минеральным “волокнам” в жилах и бородах нарастания. Однако, наряду с отмеченным, в природе часто наблюдаются случаи, когда разные члены единого деформационно-химического парагенеза оказываются разнесенными в пространстве. Такие ситуации возникают при совместном формировании пород с $P_c < P_p$ и $P_c > P_p$, и тогда в одних типах пород наблюдаются исключительно структуры растворения или их заметное преобладание, а в других – заметно преобладают структуры переотложения растворенного вещества. Структурами растворения являются кливажные зоны, кливажные и муллионные швы, а структуры переотложения часто бывают представлены жилами, выполненными кварцем или кальцитом (наиболее распространенными и наиболее растворимыми компонентами пород) с характерным внутренним строением: наличием срединного шва, волокнистым габитусом минералов, определенной зональностью и т.п. Минеральный состав жил, их внутреннее строение, положение в пространстве, а также соответствие положению редких жил, наблюдаемых в кливажированных породах, практически однозначно указывают на их парагенетическую связь с зонами кливажа, наблюдаемыми в соседних объемах пород с другим типом зерновой структуры. Иначе говоря, в зависимости от характера зерновой структуры в одних породах на

структурный результат работают сжимающие напряжения, а в других – растягивающие.

В пределах исследованного региона такой структурный парагенез отмечается всюду, где соседствуют нижнекембрийские известняки и доломиты с “плотной” зерновой структурой с терригенно-вулканогенными образованиями тулуинской толщи, зерновая структура которых характеризуется резкой неоднородностью, “рыхлостью”:

На рис. 5 приведены различные типы кливажных и сопутствующих им структур, зафиксированные в породах Келяно-Иракиндинской зоны. Интересно отметить, что при формировании деформационно-химических парагенезов происходит “взаимоуничтожение” концентраторов сжимающих и растягивающих напряжений, связанных с уровнями зерен и агрегатов зерен. С другой стороны, близкое расположение в пространстве зон растворения и зон переотложения растворенного вещества ведет к компенсации объемных эффектов, сопровождающих формирование таких структур [26]. Механическим эквивалентом такой компенсации является совместное нахождение зон выжимания и зон нагнетания вещества. В этой связи деформационно-химические парагенезы могут быть отнесены к генетическому типу компенсационных структурных парагенезов [25].

Развитие в породах кливажной текстуры ведет к уничтожению концентраторов зернового уровня. Таким образом, в направлении действия нагрузки породы упрочняются, но упрочнение различных пород происходит неравномерно. Эффекты неравномерности упрочнения различных пород слоистой толщи могут вести к потере ее устойчивости и вовлечению в деформацию другого структурного уровня – уровня слоев, т.е. к складкообразованию [22]. Выше уже отмечалось, что ввиду чрезвычайно скудной обнаженности складки, в которые смята слоистость, отмечается крайне редко. В большинстве случаев приходилось иметь дело лишь с фрагментами складчатой структуры и на этих фрагментах фиксировать соотношение кливажа (и других структур) со складками. Такие соотношения дают информацию лишь о положении осевых поверхностей складок, развитых в регионе, и о соотношении формирования текстур и складок во времени, т.е. о последовательности вовлечения в деформацию структур уровня зерен и слоев. Наблюдаемое всюду субвертикальное положение межзернового кливажа свидетельствует, что на исследованной территории, по крайней мере в породах позднерифейско-вендского и раннекембрийского возраста, развиты прямые складки с субвертикальными осевыми поверхностями, что говорит о субгоризонтальном положении оси сжатия на посткембрийском деформационном этапе. Что касается последовательности структурообразования, то

отмечаемое в некоторых случаях преломление кливажа на контактах слоев с различной литологией позволяет предположить, что вначале формировались текстуры, а затем произошел изгиб слоев в складки [22]. Такой эволюционный структурный ряд, при исчерпании релаксационных возможностей структуры уровня слоев, обычно заканчивается формированием разрывов [30]. При образовании в породах разрывных нарушений система приобретает новый структурный уровень, способный эффективно релаксировать напряжения путем перемещений блоков по разрывам.

Разрывные нарушения, отмеченные в районе работ, чаще всего оказываются приуроченными к крупным неоднородностям типа контактов толщ с разными механическими свойствами. При определенном положении таких контактов по отношению к действовавшим силам, обусловленном предшествующей деформационной историей, по ним происходили смещения блоков пород. Такие смещения, осуществляемые в региональном поле напряжений, создавали локальные поля, располагающиеся вблизи разрывов. При смещениях блоков по разрывам в локальных полях напряжений обычно формируются различные структуры, аккомодирующие блоковые смещения. К таким структурам относятся мелкие оперяющие разрывы, трещины, мелкие складки и т.п. В пределах Келяно-Иракиндинской зоны это микроплойчатость, кливаж пойчатости, кинк-зоны, мелкие асимметричные складки, различные структуры вращения и т.п., наложенные на образованные ранее плоскостные элементы: межзерновой кливаж, жилы и жильную полосчатость, сланцеватость. Детальный анализ таких структур позволяет восстанавливать кинематику разрывных нарушений.

Руководствуясь вышеизложенным, нами был проведен детальный структурный анализ отдельно для каждого из выделенных участков, в результате которого были намечены главные этапы деформаций и определены ориентировки динамических осей для каждого из намеченных этапов. На следующей стадии проводилась корреляция деформационных событий в пределах изученной территории.

КОРРЕЛЯЦИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СОБЫТИЙ

При проведении корреляции деформационных событий представляется удобным разделить сочетания структур, зафиксированных в породах Келяно-Иракиндинской зоны, на аккомодационные, компенсационные и суперпозиционные структурные парагенезы [25]. Заметим, что разделение сочетаний структурных форм, образующихся в едином деформационном процессе, на генетические типы является условным, однако оно оправдано тем обстоятельством, что аккомодаци-

онные и компенсационные парагенезы развиваются в пространстве, а суперпозиционные – во времени. Естественно, что при сопоставлении структурных парагенезов, выделенных в различных частях зоны, учитывался состав и возраст пород, в которых эти парагенезы наблюдались.

Единственным надежным временным репером, от которого можно отталкиваться при корреляции парагенезов Келяно-Иракиндинской зоны, являются фаунистически охарактеризованные известняки и доломиты раннекембрийского возраста. Структурные наблюдения в таких породах проводились на четырех участках: в бассейнах ручьев Адян Келянский, Аикта, Золотой и на Адянской гряде (см. рис. 2А, 2Б; 3А; 2В; рис. 1, точки 2А, 2Б; 3А; 2В). На всех перечисленных участках в известняках были зафиксированы системы многочисленных субвертикальных “волокнистых” кальцитовых жил северо-восточного простирания, находящихся в парагенезе с редкими структурами растворения типа стресс-стилолитов. В бассейне ручья Золотого в развитых здесь онколитовых известняках в парагенезе с жилами отмечаются деформированные, частично растворенные онколиты.

На всех участках известняки контактируют с толщей, сложенной переслаиванием терригенных пород с туфами и вулканитами основного и кислого состава. В разрезе преобладают терригенные породы: кварцевые песчаники и алевролиты, а также эффузивы кислого состава. Эти породы, объединенные в тулуинскую толщу, охарактеризованы комплексом микрофоссилий позднекембрийского возраста [18, 19]. Контакты между раннекембрийскими и позднекембрийскими образованиями всюду тектонические, однако при детальных наблюдениях выяснилось, что в некоторых местах разрывы проходят не строго по контакту, а несколько смещены в сторону туфогенно-терригенных пород, вследствие чего фрагментарно отмечается нормальный стратиграфический переход через пачку переслаивания мощностью порядка 3–5 м туфогенно-терригенного разреза в карбонатный. Особенно отчетливо такая ситуация наблюдается в бассейне ручья Золотого.

В породах вулканогенно-терригенного комплекса всюду отмечен интенсивно развитый межзерновой кливаж, субвертикальные зоны которого на всех участках имеют северо-западное простирание. Кливажные зоны находятся в парагенезе с редкими кварцевыми жилами.

По ориентировке в пространстве кливажные зоны в песчаниках и алевролитах и стилолиты в известняках, а также жилы в известняках и вулканогенно-терригенных породах являются идентичными, что позволяет выделить единый компенсационный парагенез структур сжатия и растяжения, развитый в этих породах. По ориентировке элемен-

тов этого парагенеза восстанавливается механическая обстановка его формирования: обстановка сжатия, ось которого, располагаясь субгоризонтально, ориентирована в северо-восточном – юго-западном направлении (см. рис. 2А, 2Б; 3А, 3Б; 2В; рис. 1, участки 2А, 2Б; 3А, 3Б; 2В).

На всех исследованных участках в объемах пород, располагающихся в непосредственной близости от разрывов, отмечены разнообразные малые структурные формы: кливаж плитчатости, мелкие складки различной морфологии и пространственного положения, структуры типа кинк-зон или полос излома, мелкие структуры вращения и т.п. Все эти структуры наложены на плоскостные зоны межзернового кливажа, реже – на минеральные жилы. Анализ этих структур, проведенный отдельно для каждого участка, указывает на то, что все они могли образоваться при смещениях блоков, осуществляемых в механической обстановке, установленной по рассмотренному выше парагенезу, т.е. являются структурами, аккомодирующими перемещения блоков по разрывам в обстановке северо-восточного – юго-западного сжатия. Структурные сочетания разрыва и развитых вблизи него структур мы называем аккомодационным структурным парагенезом [25]. В зависимости от ориентировки разрывов по отношению к оси сжатия пространственные ориентировки элементов структур, аккомодирующих блоковые смещения, могут быть различными. В этой связи часто практикуемая методика статистического сбора структурного материала (методика массового площадного замера различных структурных элементов) и геометрического подхода к его обработке может приводить к существенным ошибкам.

Основанием для выделения аккомодационных структурных парагенезов в данном конкретном случае следует считать локальный характер распространения малых структурных форм, их приуроченность к определенным разрывным зонам, а также их наложение на сформированные ранее регионально развитые структуры. Последнее обстоятельство позволяет также анализировать развитие процессов структурообразования во времени.

Выше уже отмечалось, что по ряду признаков намечается следующая последовательность образования структур: структуры зернового уровня и уровня агрегатов зерен (межзерновой кливаж и парагенетичные ему структуры) → структуры уровня слоев фрагменты складок → структуры уровня блоков (разрывы, разбивающие породы на блоки) → структуры уровней зерен и слоев, аккомодирующие блоковые смещения. Факт, что последние оказываются наложенными на межзерновой кливаж, подтверждает намеченную последовательность. Структурные сочетания, формирующиеся в единой механической обстановке в результате последовательных переходов про-

грессирующей деформации с уровня на уровень, т.е. в результате развивающегося во времени вовлечения в деформацию элементов разных уровней структурной организации среды, мы называем суперпозиционными структурными парагенезами.

Таким образом, проведенный в пределах рассмотренных участков структурный анализ показал, что все деформационные структурные формы, отмеченные на этих участках, сформировались в единой механической обстановке в результате прогрессирующей деформации сжатия северо-восточного – юго-западного направления. Тектонических структур и текстур иного деформационного плана здесь не зафиксировано, следовательно, рассмотренные породы прошли единственный этап деформации.

На следующих четырех исследованных участках: на правом борту ручья Перевального (см. рис. 3В), левом борту ручья Болотного (см. рис. 3Г), а также в водораздельных частях ручьев Коленвал и Болотный (см. рис. 3Д) и рек Анё и Киндикан (см. рис. 4В) по разрывам контактируют описанные выше вулканогенно-терригенные породы тулуинской толщи и более древние метабазальты и кристаллические сланцы келянской толщи рифея (см. рис. 1, точки 3В–3Д; 4В), а на водоразделе ручьев Верхний и Дядин (см. рис. 3Ж; рис. 1, точка 3Ж) по круто падающему на юго-запад разрыву в непосредственное соприкосновение приведены вулканогенно-терригенные породы тулуинской толщи и древние дорифейские кристаллические сланцы и гнейсы Южно-Муйской глыбы. Внутренняя структура тулуинской толщи изучалась также на левобережье р. Келяны, в 2 км ниже по течению от устья ручья Золотого (см. рис. 3Б; рис. 1, точка 3Б).

На всех этих участках, за исключением водораздела рек Анё и Киндикан, изучались парагенезы структур, развитые лишь в породах тулуинской свиты. Все отмеченные парагенезы оказались представленными теми же элементами, что и парагенезы рассмотренных ранее участков, с теми же пространственными ориентировками. Восстановленные по этим парагенезам ориентировки осей сжатия для каждого из участков практически совпали как между собой (см. рис. 1, участки 3В–3Д; 3Ж), так и с ориентировками осей сжатия, восстановленными для ранее рассмотренных участков. Так же как и в предыдущем случае, на этих участках были выделены аккомодационные структурные парагенезы. Кинематика разрывов, восстановленная по этим парагенезам, оказалась в полном соответствии с механической обстановкой, восстановленной по межзерновому кливажу и “волоконистым” жилам.

На участке, расположенном на водоразделе рек Анё и Киндикан (рис. 4В; рис. 1, точка 4В), породы тулуинской толщи контактируют по раз-

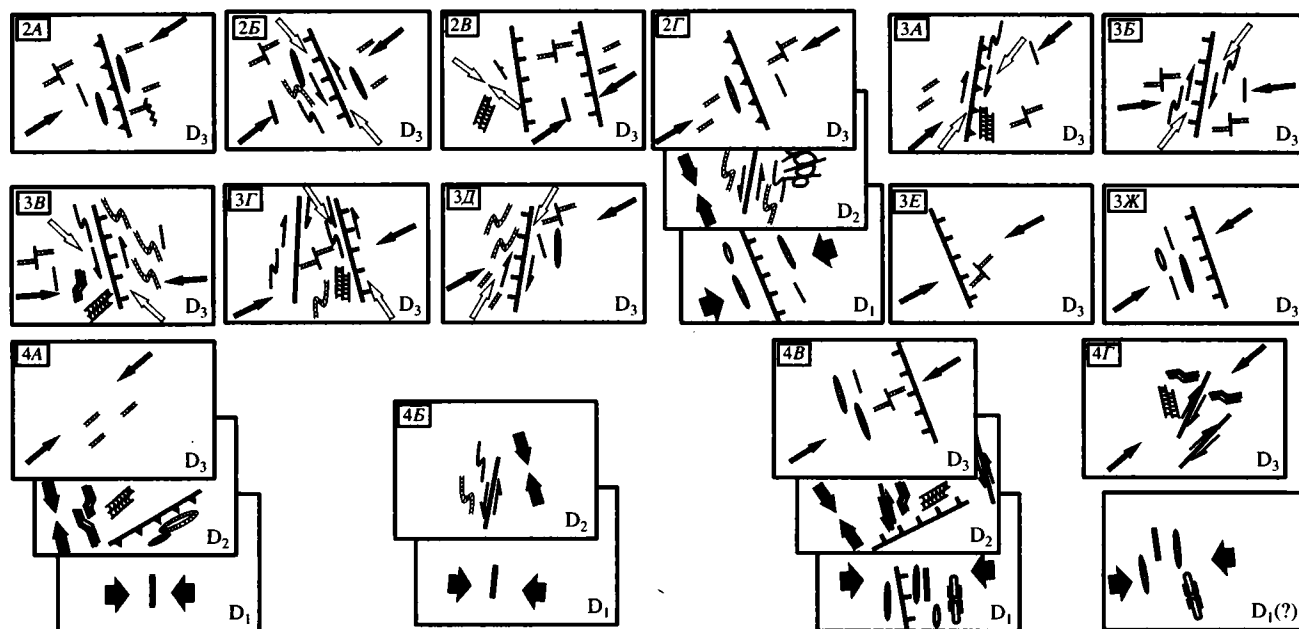


Рис. 6. Структурные парагенезы Келяно-Иракиндинской зоны и созданная на их основе схема корреляции деформационных событий (этапов сжатия).

Условные обозначения см. на рис. 2. Буквенно-цифровые обозначения соответствуют нумерации рисунков статьи, см. также рис. 1, 7.

рыву восток–северо-восточного простирания с ортосланцами келянской серии. Парагенез пород тулуинской толщи аналогичен рассмотренным выше. В породах келянской серии этому парагенезу по ориентировке соответствуют многочисленные падающие к северу кварцевые жилы, секущие сложную структуру, образованную на более ранних деформационных этапах. Среди ранее образованных структурных парагенезов здесь отмечаются нижеследующие. Самый ранний представлен складками, в которые смята слоистость, и сланцеватостью, развитой по осевым поверхностям этих складок. Сланцеватость всюду субвертикальная и имеет меридиональное простирание. Очевидно, что такой парагенез мог образоваться в результате субширотного сжатия. На сланцеватость практически всюду наложен кливаж плоскостности с азимутом падения кливажных зон $320\text{--}330^\circ \angle 50\text{--}60^\circ$. Естественно, что как по времени, так и по ориентировке элементов для образования такой структуры требуется отдельное деформационное событие: сжатие с север-северо-западной ориентировкой оси. В таком деформационном поле формировались и некоторые мелкие разрывы, отмеченные в породах келянской серии.

Таким образом, структурный анализ, проведенный в породах водораздела рек Анё и Киндикан, говорит о том, что метаморфические породы келянской серии рифея претерпели три этапа сжатия. Структуры двух ранних этапов (D_1 и D_2)

отмечены лишь в породах келянской серии, а структуры третьего этапа (D_3) развиты как в породах келянской, так и в породах тулуинской толщ (см. рис. 4В; рис. 1, участок 4В).

Парагенезы, развитые в породах келянской серии, были изучены также в бассейне ручья Младенцевского (см. рис. 4А; рис. 1, точка 4А). Здесь, в верховьях ручья, в приводораздельной части обнажаются кварц-эпидот-хлоритовые сланцы, развитые по метабазальтоидам и представленные пачкой субгоризонтально залегающих пластин мощностью 1.5–2 м. Внутри пластин отмечены многочисленные мелкие асимметричные лежащие складки с субгоризонтальными осевыми поверхностями и зеркалом, падающим на север – северо-запад под углом порядка 40° . В складки смяты субпараллельные эпидотовые и кварц-эпидотовые жилы, образующие фактически жильную полосчатость. Пластины разделены зонами меланжа мощностью 0.5 м, представленными мелкозернистым кварц-эпидот-хлоритовым субстратом, в котором закатаны многочисленные обрывки тех же складчатых жил. Анализ показал, что такой парагенез мог образоваться в процессе формирования и перемещения покровов (см. врезку б на рис. 4А) в условиях север – северо-западного сжатия, что соответствует механической обстановке второго деформационного этапа (D_2), восстановленного в породах келянской серии в предыдущей точке. На описанный парагенез наложена система субвертикальных кварцевых жил, рассекающих как

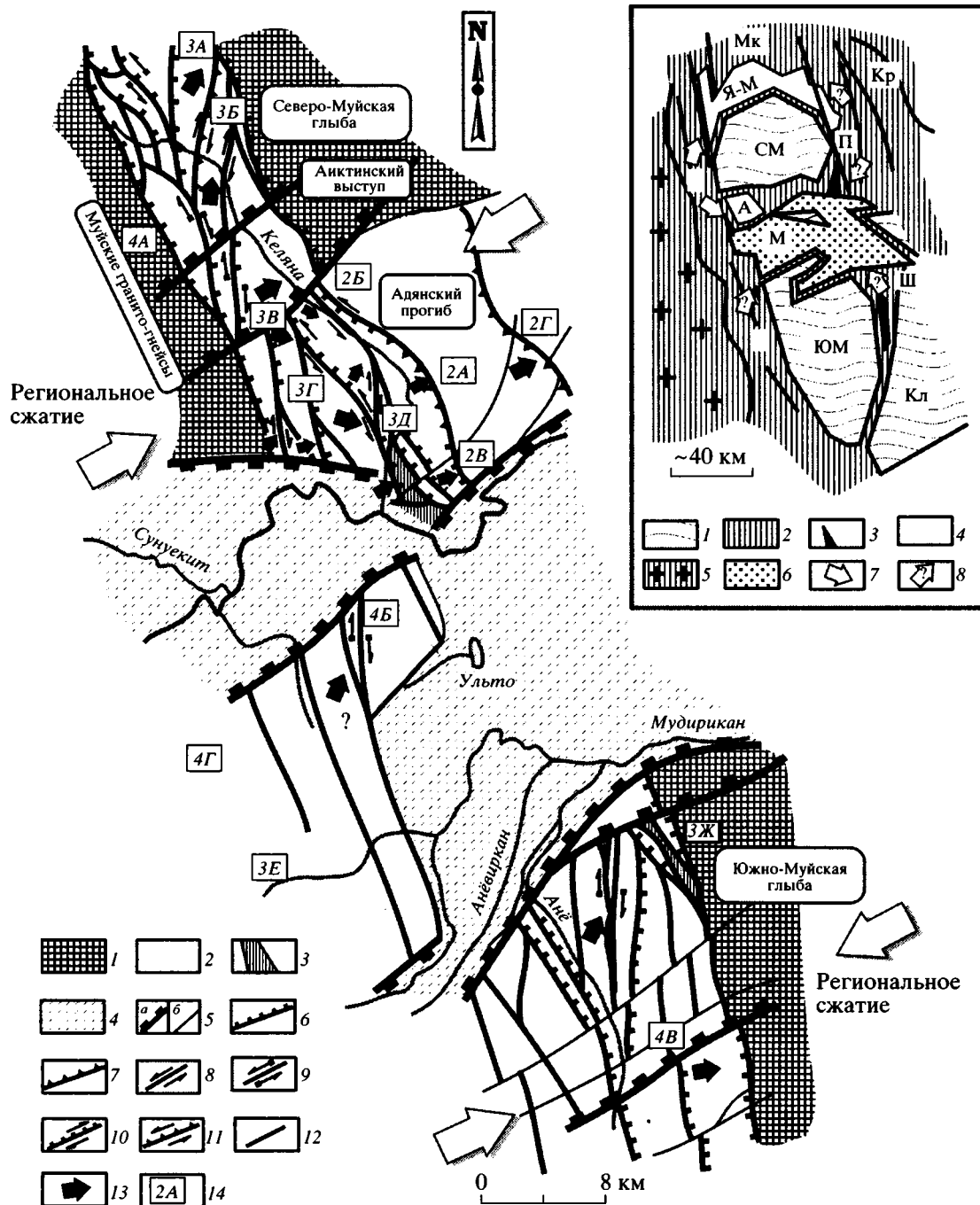


Рис. 7. Кинематическая схема относительных перемещений блоков по разрывам в механической обстановке северо-восточного – юго-западного сжатия в течение этапа деформации D_3 .

1 – архейско-раннепротерозойские кристаллические образования; 2 – рифейско-кембрийские вулканогенно-осадочные и магматогенные образования; 3 – массивы гипербазитов; 4 – четвертичные отложения Муйской впадины; 5 – неотектонические сбросы, выраженные в рельефе, главные (а) и второстепенные (б); 6–12 – разрывные нарушения, образовавшиеся в течение этапа деформации D_3 и включенные в структурный парагенез уровня блоков – ансамбля блоков: 6 – взбросы, 7 – надвиги, 8, 9 – сдвиги, сдвиговая составляющая перемещений, по которым установлена методами структурного парагенетического анализа (8) или предполагается (9), 10 – сдвиго-взбросы, 11 – сдвиго-надвиги, 12 – разрывы, кинематика которых не определена; 13 – направление перемещения отдельных блоков по разрывам относительно Муйской глыбы; 14 – участки детальных структурных исследований (буквенно-цифровые обозначения соответствуют нумерации рисунков статьи, см. также рис. 1, 6).

На врезке показана тектоническая схема восточной части Байкало-Муйского пояса. Условные обозначения см. на рис. 1, кроме 7, 8 – направление перемещения блоков в восточной части Байкало-Муйского пояса, контролируемое наличием в структуре пояса крупной неоднородности – Муйской глыбы, установленное (7) и предполагаемое (8).

пластины, так и зоны меланжа. Трещины имеют северо-восточное простирание и соответствуют этапу северо-восточного сжатия (D_3), зафиксированного во всех ранее рассмотренных точках.

Ниже по ручью, на его правом борту, были проведены наблюдения в пачке эпидот-мусковит-кварцевых сланцев, залегающих среди муйских гранито-гнейсов. Здесь были зафиксированы парагенезы двух деформационных этапов, сопоставимые с этапами D_1 и D_2 , выделенными в породах водораздела рек Анё – Киндикан. На раннем этапе, в условиях субширотного сжатия, в породах были сформированы отмеченные здесь субвертикальные полосчатость и сланцеватость субмеридионального простирания. В шлифах, отобранных из муйских гранито-гнейсов, часто фиксируются структуры микробудинажа, соответствующего этой механической обстановке. Ориентировка сжатия север – северо-западного – юг-юго-восточного направления следующего наложенного деформационного этапа фиксируется по положению зон кливажа плейчатости, по сопряженным кинк-зонам, по положению осевых поверхностей мелких складок и т.п. Все эти структурные формы развиты по сланцеватости и полосчатости. Структурные парагенезы, зафиксированные в бассейне ручья Младенцевского, и их механическая интерпретация показаны на рис. 4А. Весьма сходная с рассмотренной структурная ситуация отмечена в нижнем течении реки Большой Тукалакты (см. рис. 4Б; рис. 1, точка 4Б), где в сланцах келянской толщи, залегающих среди катаклазированных муйских гранито-гнейсов, отмечены структурные парагенезы двух деформационных этапов: D_1 и D_2 (см. рис. 4Б; рис. 1, участок 4Б).

Помимо перечисленных выше участков, отдельные детальные структурные наблюдения проводились также в породах парамской серии рифея, являющихся возрастным аналогом келянской толщи (бассейн ручья Адяна-Парамского и нижнее течение реки Шуринды, см. рис. 2Г и 4Г; рис. 1, точки 2Г и 4Г), а также в породах поздне-рифейской вулканоплутонической ассоциации (бассейн ручья Кривого, см. рис. 3Е; рис. 1, точка 3Е). Парагенезы, зафиксированные в породах парамской серии, сформировались в три деформационных этапа, сопоставимых с этапами, отмеченными в породах келянской толщи (см. рис. 1, участки 2Г; 4Г), а структурные сочетания, отмеченные в вулканогенных породах поздне-рифейского возраста, соответствуют единственному деформационному этапу D_3 (см. рис. 1, участок 3Е).

Проведенное сопоставление структурных парагенезов, отмеченных в разных частях Келяно-Иракиндинской зоны (рис. 6), позволяет предполагать, что в течение позднего докембрия – раннего палеозоя породы претерпели три последовательных этапа регионального сжатия (см. рис. 1, 6). Ран-

ний этап субширотного (в современной системе координат) сжатия (D_1) и следующий этап север – северо-западного сжатия (D_2) фиксируются лишь в породах келянской и парамской толщ рифея и в муйских гранито-гнейсах. Третий деформационный этап (D_3) отмечается повсеместно, но наиболее уверенно он устанавливается по парагенезам, развитым в поднерифейско-вендских и раннекембрийских образованиях. Таким образом, время протекания двух первых этапов можно определить как допоздне-рифейское, а последнего – как пострanneкембрийское (палеозойское).

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КЕЛЯНО-ИРАКИНДИНСКОЙ ЗОНЫ. ОБУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные структурные результаты дают некоторые представления об эволюции деформационных событий, протекавших в регионе в позднем докембрии – раннем палеозое. На основании проведенного анализа наиболее достоверно положение оси регионального сжатия определяется для палеозойского этапа сжатия D_3 (северо-восточное – юго-западное в современных координатах). Говоря об ориентировке осей сжатия на ранних этапах (D_1 и D_2), мы подчеркиваем наличие объективно установленных ассоциаций структур, пространственная ориентировка которых соответствует направлениям укорочения – удлинения комплексов пород. Одним из наиболее важных результатов является установление близкого к ортогональному наложения структурных парагенезов этапов D_1 и D_2 и регулярности проявления этого единого разновременного парагенеза, выступающего в качестве характеристики рифейского комплекса. Близкий к простиранию древней (дорифейской) Муйской глыбы структурный план рифейского комплекса может свидетельствовать, что уже при рифейских деформационных событиях Муйская глыба выступала в качестве жесткого массива, контролирующего структурообразующие процессы.

Выделение и исследование суперпозиционных структурных парагенезов палеозойского деформационного этапа, во многом способствовавшего становлению современной структуры региона, свидетельствует, что в процессе прогрессирующей деформации была подготовлена блоковая структура, использовавшаяся на заключительных стадиях этого деформационного этапа. Иначе говоря, на заключительных стадиях палеозойского этапа сжатия деформация осуществлялась посредством перемещений блоков. Схема таких перемещений, построенная по результатам определения кинематики разрывов по аккомодационным структурным парагенезам, приведена на рис. 7. Анализ этой схемы показал, что кинематика перемещения блоков по разрывам на палеозойском эта-

пе тектогенеза контролировалась крупными внешними неоднородностями строения Келяно-Иракиндинской зоны. Таким образом, на заключительных стадиях посткембрийского этапа деформации в обстановке северо-восточного – юго-западного сжатия происходило продольное перемещение тектонических блоков от концентраторов сжимающих напряжений (Аиктинский выступ, см. рис. 7) в области растягивающих напряжений (тектонических убежищ или “теней давления”, Муйского массива – Адянского и Янгудо-Мамаканского прогибов, см. рис. 7) с формированием механического компенсационного структурного парагенеза. Кинематика разрывов зависит от их структурной позиции по отношению к крупным региональным неоднородностям. Такая интерпретация сдвиговых перемещений по отдельным разрывам противоречит предложенной ранее схеме однонаправленных левосдвиговых перемещений по Келяно-Иракиндинской зоне на этапе палеозойского тектогенеза [10].

Полученные в процессе исследований структурные результаты и сделанные на их основании выводы не являются самоцелью. С одной стороны, они способствуют лучшему пониманию деформационной эволюции региона, а, с другой, – наряду с данными, полученными другими методами, могут быть использованы при палеогеодинамических реконструкциях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 98-05-64092).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Н.: Наука, 1977. 134 с.
2. Божко Н.А. Геодинамическая эволюция Северного Забайкалья // Программа “Университеты России”. Геология. Ч. 1. М.: МГУ, 1993. С. 102–109.
3. Божко Н.А. Рифейская аккреция террейнов в тектонической эволюции Байкальской горной области // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 5. С. 654–657.
4. Божко Н.А., Кирмасов А.Б., Королек Т.Л. Тектоническая эволюция Адянского прогиба (Келяно-Иракиндинская зона, Северное Прибайкалье) в позднем докембрии – палеозое // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 5. С. 14–19.
5. Божко Н.А., Талицкий В.Г., Парфенова О.В. Тектоническая эволюция Северного Прибайкалья // Тектоника Азии: Программа и тезисы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 35–36.
6. Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Н.: Наука, 1983. 193 с.
7. Булгатов А.Н. Рифейские осадочно-вулканогенные комплексы Среднего Привитимья (Забайкалье), геодинамические и фациальные условия их образования // Геология и геофизика. 1995. № 7. С. 34–41.
8. Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72–86.
9. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
10. Коваленко С.Н., Корольков А.Т., Кириллов П.Г. и др. Коллизионные структурные парагенезисы Муйского района // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 12. С. 41–49.
11. Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э. и др. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. № 7, 8. С. 152–168.
12. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
13. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. О возрасте “муйских” гранитов Байкало-Витимского офiolитового пояса (U–Pb и Sm–Nd изотопные свидетельства) // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 5. С. 673–676.
14. Никола А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.
15. Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 3–15.
16. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с. 1967. Т. 2. 700 с.
17. Срывцев Н.А., Халилов В.А., Булдыгеров В.В. и др. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 72–78.
18. Станевич А.М., Переляев В.И. К стратиграфии позднего докембрия Средневитимской горной страны (Делюн-Уранский хребет) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 10. С. 1642–1652.
19. Станевич А.М., Файзуллина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии нижнего докембрия Байкало-Патомского района. М.: Недра, 1992. 158 с.
20. Талицкий В.Г. Кливаж плейчатоности в метаморфических породах Макбальского брахиантиклинория // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1983. № 5. С. 34–39.
21. Талицкий В.Г. Механизм образования кливажа в обломочных горных породах // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 1. С. 19–27.
22. Талицкий В.Г. О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 4. С. 3–14.
23. Талицкий В.Г. Модель структурообразования в неоднородной геологической среде // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1991. № 1. С. 27–33.
24. Талицкий В.Г. Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78–84.
25. Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 4. С. 65–72.

26. *Талицкий В.Г.* Некоторые механизмы и следствия деформационных объемных эффектов в неоднородной среде // *Геотектоника*. 1998. № 2. С. 93–105.
27. *Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Морфологические и генетические различия кливажа и сланцеватости горных пород // *Геотектоника*. 1988. № 5. С. 15–24.
28. *Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // *Дискретные свойства геофизической среды*. М.: Наука, 1989. С. 61–70.
29. *Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Деформационно-химические парагенезы и их роль в анализе тектонических структур // *Структурные парагенезы и их ансамбли*. М.: ГЕОС, 1997. С. 168–170.
30. *Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. 1997. № 2. С. 12–17.
31. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. Т. 1: 374 с. Т. 2. 230 с.
32. *Типы и фации метаморфизма севера Байкальской горной области*. Н.: Наука, 1983. 152 с.
33. *Уилсон Дж.* Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985. 112 с.
34. *Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.
35. *Cosgrove J.M.* The formation of crenulation cleavage // *J. Geol. Soc.* 1978. Vol. 132. P. 155–178.
36. *Cray D.R.* Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: their nature and origin // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1978. Vol. 89. P. 577–590.
37. *Cray D.R.* Microstructure of crenulation cleavage: an indicator of cleavage origin // *Am. J. Sci.* 1979. Vol. 279. P. 97–128.
38. *Holcombe R.J.* Microprobe analysis of slaty cleavage lamella // *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1982. P. 252–253.

Рецензенты: В.С. Федоровский, В.М. Моралев

Structural Evolution of the Kelyana–Irakinda Zone (Eastern Baikal–Muya Belt) in the Late Precambrian and Early Paleozoic

A. B. Kirmasov, V. G. Talitskii, and N. A. Bozhko

*Department of Geology, Moscow State University,
Vorob'evy gory, Moscow, 119899 Russia*

This paper presents new data derived from detailed structural–geological studies within the Kelyana–Irakinda zone (eastern part of the Baikal–Muya belt), which is very poorly exposed. The tectonic structure of the zone was studied by a procedure of structural-assemblage analysis designed to reconstruct the mechanical settings in which the structures and structural assemblages had formed. A detailed study of 15 localities consisting of age-variable rocks occurring within the study area was conducted. This case study of the geological structure and tectonic mechanisms of the Kelyana–Irakinda zone using structural-assemblage analysis proved the advantage of using a model of structure formation in a heterogeneous hierarchically built geological environment. This study yielded unique structural information that had not been previously used in the geological and geodynamic studies of the region. The new data led to the conclusion that, during the Late Precambrian and Paleozoic, the rocks of the Kelyana–Irakinda zone underwent three successive deformational stages of regional compression: two Late Riphean stages (N–S and NNW–SSE compression) and one post–Early Cambrian stage (NE–SW compression). The new structural data are promising for substantiating paleogeological models for the evolution of the eastern Baikal–Muya belt and contribute to a better understanding of deformational processes that occurred during the collision of heterogeneous crustal blocks.

УДК 551.242.31(519.17+510)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ИНДОСИННИЙСКОГО ОРОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА ВОСТОЧНОГО КИТАЯ И СЕВЕРНОЙ КОРЕИ

© 2000 г. Н. И. Филатова

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

Поступила в редакцию 07.12.98 г.

Установлено продолжение индосинийского (раннемезозойского) орогенического пояса из Восточного Китая в пределы зоны Имжиган Северной Кореи. Этот единый Восточно-Китайский–Северно-Корейский пояс образован вергентными на юг покровами и состоит из фланговых (Циньлин и Имжиган) и центральных (Дабейшань и Сулу) сегментов. Первые два из них образованы тектоническими пластинами позднепротерозойских–среднепалеозойских островодужных и окраинноморских комплексов различной степени метаморфизма. В центральных сегментах вскрываются докембрийские породы, реже гипербазиты, метаморфизованные в условиях высоких и сверхвысоких (эклогиты, в том числе с коэситом и алмазами) давлений. Корреляция геохронологии метаморфических, магматических и тектонических событий выявила сложный сценарий развития Восточно-Китайского–Северо-Корейского орогенического пояса, включавшего: 1) формирование пояса в условиях коллизии докембрийских кратонов, дискретно протекавшей с конца перми по раннюю юру включительно (249–177 млн. лет); 2) постколлизийную среднемиловую (130–105 млн. лет) тектоно-магматическую трансформацию, не связанную с индосинийским тектогенезом.

Длительная коллизия кратонов сопровождалась двумя импульсами усиления сжатия, с которыми связаны два главных события в эволюции индосинийского пояса: а) поздне триасовым, когда в основном была сформирована покровно-надвиговая его структура и оформилась вертикальная метаморфическая зональность (включая ультрабарические фации); б) раннеюрским, когда импульс глубинной компрессии в центральных сегментах пояса вызвал быстрый подъем эклогитов. На среднемиловом этапе транспрессивный режим, возникший в связи с экстраординарным сжатием по периферии Пацифика, обусловил трансформацию межкратонного индосинийского пояса в зону продольных сдвиговых перемещений, сопровождавшихся интенсивной гранитизацией.

ВВЕДЕНИЕ

Индосинийский (раннемезозойский) орогенический пояс Восточного Китая (Циньлин–Дабейшань–Сулу) описан во многих публикациях. Однако информация о возможности его продолжения на территорию п-ова Корея весьма противоречива. В процессе совместных полевых работ, проведенных геологами Института литосферы РАН и Геологического института АН КНДР, было установлено, что индосинийский пояс протягивается на восток, в пределы Северной Кореи, где он представлен зоной Имжиган. Статья посвящена сравнительному анализу отдельных частей этого протяженного, пересекающего Восточный Китай и Северную Корею пояса с целью определения степени тектонической и формационной однородности вдоль его простирания, а также для уточнения эволюции геодинамических обстановок его формирования и последующей трансформации. Для решения поставленных задач были предприняты синтез и корреляция появившихся в последние годы многочисленных датировок магматических и метаморфических пород, что позволило обнару-

жить многоэтапный характер процессов тектогенеза, магматизма и метаморфизма в ходе становления и преобразования раннемезозойского орогенического пояса.

Индосинийский складчато-покровный орогенический пояс Северной Кореи (зона Имжиган) и Восточного Китая (сегменты Циньлин, Дабейшань, Сулу) разделяет докембрийские кратоны и протягивается на расстояние более 2500 км (рис. 1, врезка). Эта весьма изменчивая в латеральном направлении узкая полоса сложных, нарушенных сдвигами складчато-покровных структур на западе имеет субширотное простирание, а на востоке – северо-восточное.

ЗОНА ИМЖИГАН СЕВЕРНОЙ КОРЕИ

Зона Имжиган, расположенная между докембрийскими блоками Нанним и Кёнги, пересекает поперек Корейский п-ов в северной его части (см. рис. 1). На западе она, вероятнее всего, продолжается в пределы Китая под водами Желтого моря, а на востоке ограничена поперечными сдвига-

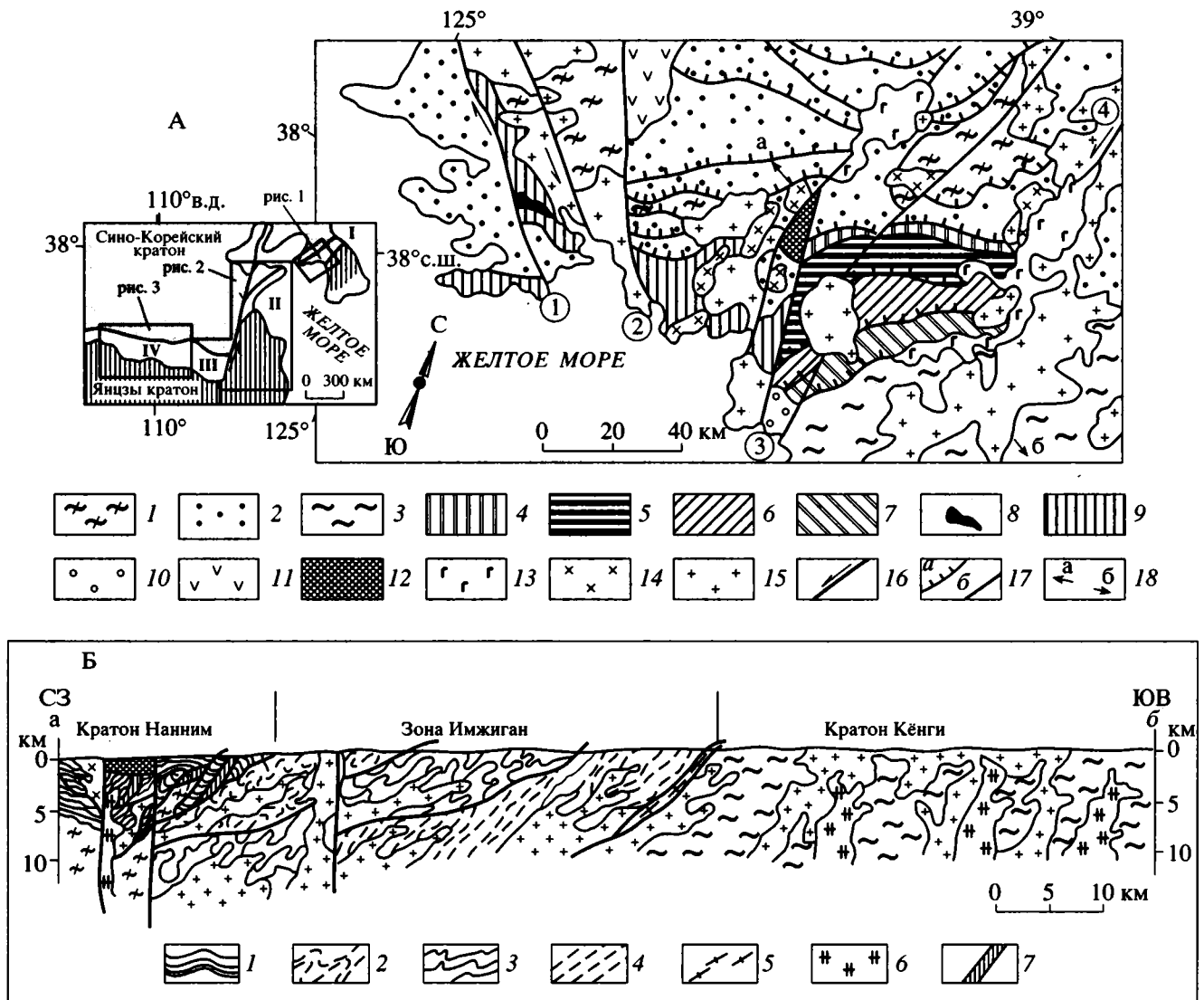


Рис. 1. Схематическая геологическая карта индосинийской зоны Имжиган и прилегающих территорий (с использованием [2, 57]) (А) и схематический геологический профиль через зону Имжиган (четвертичные базальты не показаны) (Б).

А. 1, 2 – кратон Нанним: 1 – докембрийский фундамент, 2 – позднепротерозойский–раннепалеозойский чехол; 3 – кратон Кёнги; 4–9 – зона Имжиган: 4 – чередование тектонических линз, сложенных образованиями краевой части кратона Нанним и палеозойскими метасадочными–метавулканогенными породами зоны Имжиган, 5 – чередование тектонических пластин палеозойских турбидитов, филлитов, базальтов, диабазов, неравномерно метаморфизованных в амфиболитовой фации (группа Имжиган), 6, 7 – комплекс Иончон: 6 – метатурбидиты и метапелиты (единица Джонгок), 7 – метатерригенные породы, амфиболиты, известково-силикатные породы (единица Самгот), 8 – серпентиниты, 9 – образования зоны Имжиган нерасчлененные; 10 – верхнетриасовые–нижнеюрские терригенные угленосные отложения; 11 – вулканиды позднеюрского–неокомского Северо-Корейского окраинноконтинентального вулканического пояса; 12 – меловые терригенные отложения; 13 – четвертичные базальтоиды; 14, 15 – раннемезозойские интрузии: 14 – щелочные сиениты, реже габбро, 15 – гранитоиды; 16 – сдвиги (цифры в кружках: 1 – Хэчжу, 2 – Саривон, 3 – Иесонган, 4 – Вонсан–Сеул); 17 – надвиги (а), разломы прочие (б); 18 – положение геологического профиля.

Б. 1 – шельфовый чехол верхнепротерозойских–нижнепалеозойских отложений докембрийского кратона Нанним; 2 – группа Имжиган; 3, 4 – комплекс Иончон: тектонические единицы Джингок (3) и Самгот (4); 5 – деформированные гранитоиды предположительно позднепалеозойские; 6 – гранитоиды среднемеловые; 7 – амфиболиты и другие образования зоны Имжиган в чешуйчато-надвиговой структуре северного ее обрамления. Остальные условные обозначения даны на рис. 1, А.

На врезке показано размещение индосинийского орогенического пояса Восточного Китая [31, 39, 56] и Северной Кореи: I – в Северной Корее зона Имжиган; II–IV – в Восточном Китае сегменты: II – Сулу, III – Дабейшань, IV – Циньлин. Сегменты II и III нарушены левым сдвигом Тэн-Лу. Показаны также контуры схематических геологических карт (рис. 1–3), помещенных в тексте.

ми, в связи с чем несколько не доходит до побережья Японского моря. Вопрос генезиса зоны Имжиган до сих пор остается дискуссионным. На большинстве предшествующих тектонических схем эта зона не выделялась вообще. Иногда она рассматривалась как часть шельфового бассейна на докембрийском основании [3, 9] или в качестве среднемезозойского рифта [4]. Согласно другим воззрениям, зона Имжиган является межконтинентальной коллизией сутурой, причем возраст ее принимается или среднепалеозойским [35], или раннемезозойским [15, 17, 38, 57, 73].

Примыкающие к зоне Имжиган кратоны Нанним и Кёнги сложены архейскими и нижнепротерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами [4, 25, 46]. Первый из них вблизи рассматриваемой зоны перекрыт шельфовым чехлом верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений, слагающих Пхеннамскую синформу [17]. Эти терригенные и карбонатные породы (иногда метаморфизованные в зеленосланцевой фации) накапливались до конца силура и начала девона [4]. В северных частях Пхеннамской синформы известны также угленосные отложения верхнего карбона–нижнего триаса. Степень дислоцированности верхнепротерозойских–нижнемезозойских отложений чехла кратона Нанним резко возрастает в южном направлении и становится наиболее интенсивной вблизи северной границы зоны Имжиган.

Зона Имжиган образована серией наклоненных в северных румбах пластин, осложненных дополнительной складчатостью и расчлененных поперечными сдвигами на ряд отрезков, различающихся степенью сохранности структур. Надвиги, ограничивающие пластины, сочленяются с системами продольных сдвигов.

По северному обрамлению зоны протягивается краевая полоса чешуйчато-надвиговых дислокаций шириной около 25 км, в пределах которой чередуются тектонические чешуи кристаллического фундамента и раннепалеозойского чехла кратона Нанним, а также метабазальтов, биотитовых кварцитов и хлорит-серицитовых сланцев, свойственных зоне Имжиган (см. рис. 1). Эта сильно дислоцированная пограничная часть кратона Нанним вместе с блоками зоны Имжиган прорвана массивами двух триасовых–раннеюрских комплексов – пхенганского и хесанского [2, 4]. Первый из них представлен трещинными пластообразными и линзовидными телами щелочных сиенитов, реже щелочных габбро, обычно конформных по отношению к вмещающим индосинийским складчато-покровным структурам. Сиениты включают нефелиновые, содалит-нефелиновые, эгириновые, арфведсонитовые разности с примерно равными содержаниями натрия и калия [3, 4]. Нередко наблюдались постепенные переходы от метасоматически изме-

ненных докембрийских и нижнепалеозойских сланцев через трахитоидные мезократовые щелочные сиениты к мелко-среднезернистым эвдиалитовым сиенитам центральных частей массивов, что доказывает становление этих интрузий в условиях интенсивного K-Na метасоматоза. Ранее массивы пхенганского комплекса датировались поздним триасом [3], а в последние годы считаются пермскими [4]. Однако имеющееся определение (K-Ag методом) образца нефелинового сиенита (217 млн. лет) и соотношения массивов с вмещающими образованиями свидетельствуют об их раннемезозойском (вероятнее всего, поздне триасовом–раннеюрском) возрасте. Иногда эти щелочные породы рассматриваются как индикатор пермского рифтогенеза [4]. Однако, учитывая расположение массивов пхенганского комплекса в основном вдоль надвигов и продольных сдвигов, возникших в индосинийскую орогению, а также интенсивную боковую сиенитизацию пород (включая и раннемезозойские амфиболиты) вдоль этих разломов, логичнее предположить син- или позднеколлизийную природу этих массивов.

Гранитоиды хесанского комплекса образуют тела, как конформные, так и дискордантные по отношению к структурам пояса. По одним источникам [3, 48], эти гранитоиды возникли в интервале 225–190 млн. лет. Однако систематизация датировок [43] свидетельствует о более длительном периоде их формирования: в позднем триасе–ранней юре (225–180 млн. лет), а местами и в средней юре – до 160 млн. лет. Следует подчеркнуть, что к хесанскому комплексу относятся обширные поля гранитоидов танчхонского комплекса, ранее считавшиеся позднеюрскими [3], а теперь получившие изотопные датировки в интервале ранняя–средняя юра.

Образования собственно зоны Имжиган, располагающиеся к югу от пограничной чешуйчато-надвиговой полосы, представлены системой пластин, различающихся составом, возрастом и степенью метаморфизма пород. Из-за тектонического характера совмещения пород судить об их истинной стратиграфической последовательности невозможно. Ниже охарактеризован тектоно-стратиграфический разрез (с севера на юг и сверху вниз по “разрезу”) в наиболее широком (до 35 км) отрезке зоны, ограниченном сдвигами Иесонган и Вонсан–Сеул (см. рис. 1). Верхняя часть этого “разреза” включает пакет пластин, породы которого в совокупности нередко выделяют в качестве единой группы Имжиган [4], несмотря на их существенную гетерогенность. Наиболее северная пластина этого пакета (мощностью до 3 км) образована чередующимися кварц-биотитовыми сланцами и амфиболитами с широко распространенными мигматитами. Присутствуют также тектонические чешуи филлитов с пятнистым расположением скоплений биотита. Южнее (и ниже по тектоно-

ратиграфическому разрезу) располагается несколько тектонических пластин (общей мощностью около 3,5 км), которые в верхней части представлены филлитами, а в нижней – чередованием турбидитов и глинистых и серицит-хлоритовых сланцев с прослоями известняков. Изредка встречаются линзы шаровых метабазальтов. В известняках разных пластин найдена фауна среднего–позднего девона и раннего карбона, а в терригенных породах изредка флора среднего девона [4]. Степень метаморфизма пород этих пластин возрастает в южном направлении. Еще интенсивнее проявлен метаморфизм в наиболее южной из группы Имжиган тектонической пластине (мощностью около 3 км), которая сложена тонкополосчатыми кварцитами с реликтовой ритмичностью, кварц-биотитовыми сланцами и мигматитами.

Образования, примыкающие с юга к породам группы Имжиган, на всех геологических картах отнесены к кратону Кёнги. Однако недавно установлено развитие здесь метаосадочных и метавулканогенных пород с позднепермским – раннемезозойским возрастом метаморфизма, которые теперь выделены в комплекс Иончон [57]. Эти образования слагают две наклонные на север пластины, надстраивающие, таким образом, вниз тектоностратиграфический разрез зоны Имжиган (см. рис. 1). Наиболее северная из этих пластин (тектоническая единица Джингок) представлена метапелитами и метапсаммитами, метаморфизм которых возрастает в южном направлении от гранатсодержащих пород через гранат-ставролитовую ассоциацию к породам с гранатом, ставролитом и кианитом, сопутствующим биотиту, мусковиту и кварцу. Эта пластина (мощностью около 4,5 км), наклоненная на север под углом 40–50°, ограничена мощными зонами милонитизации пород и включает серию узких опрокинутых на юг складок.

Подстилающая, самая южная в зоне Имжиган, пластина (тектоническая единица Самгот) мощностью около 8 км образована метапелитами и метапсаммитами с реликтовой ритмичностью, а также линзами амфиболитов и известково-силикатных пород. Возможно, эта пластина тектонически гетерогенна, поскольку установлен незакономерный характер метаморфизма слагающих ее пород. Амфиболиты включают ассоциацию парагасит–плагиоклаз–гранат–пироксен, иногда – биотит, а известково-силикатные породы – магнезиальный диопсид–гранат–амфибол–биотит–кварц–скаполит–фельдшпатоиды. По химическим свойствам амфиболиты близки к толеитам островных дуг и окраинноморских бассейнов [45]. Для амфиболитов разных участков южной пластины зоны Имжиган получены следующие параметры условий формирования: 8–11 кбар и 630–740°C, а также 12,1–13 кбар при 700°C [57]. Эти данные позволяют предположить возникновение хотя бы части

амфиболитов единицы Самгот из глубинных эклогитов в условиях декомпрессии и ретроградного метаморфизма. Установлен позднепермский (249 ± 31 млн. лет, Sm-Nd определения амфибола, граната, плагиоклаза) и позднетриасовый (221 ± 31 млн. лет, Rb-Sr метод по плагиоклазам, гранату и породе в целом) возраст амфиболитов южной пластины зоны Имжиган [57]. Эта пластина единицы Самгот по наклоненному на север надвику шарьирована на докембрийский кратон Кёнги. Надвиг выражен мощной зоной милонитизированных пород, в которую вовлечена линзовидная пластина разгнейсованных гранитоидов неясного возраста. Прилегающая к зоне Имжиган северная часть кратона Кёнги интродуцирована многочисленными массивами раннемезозойских гранитоидов, возраст которых лежит в пределах 240–158 млн. лет [43].

Западнее зона Имжиган сохранилась менее полно. Отрезок ее, ограниченный сдвигами Хечжу и Иосанган (см. рис. 1), представлен, по-видимому, аналогами тектоностратиграфической единицы Самгот, т.е. метаморфизованными в амфиболитовой фации турбидитами с линзами известняков и вулканитов среднего–основного состава. Встречены также блоки серпентинизированных гипербазитов. Самая западная часть зоны Имжиган (к западу от сдвига Хечжу) образована тектоническими пластинами палеонтологически датированных среднепалеозойских терригенных (обычно ритмично чередующихся) пород с линзами известняков и метаэффузивов среднего–основного, реже кислого состава. Количество эффузивов возрастает к северу, вдоль границы кратона Нанним. Отмечается [4] неравномерное проявление амфиболитового метаморфизма.

Таким образом, в складчато-покровной структуре зоны Имжиган принимают участие мощные толщи глинистых сланцев (с известняками) и турбидитов, а также базальтов, реже вулканитов среднего и кислого состава, для которых доказан пока только среднепалеозойский возраст. В единичном случае встречены серпентинизированные гипербазиты. Наиболее вероятно формирование этих вулканогенно-осадочных пород в обстановке островных дуг и окраинных морей. Породы претерпели неравномерно проявленный по площади метаморфизм, причем среди широко распространенных амфиболитов (с позднепермской и раннетриасовой датировками) можно предположить присутствие ретроградно измененных гранулитов и даже эклогитов. Кроме того, образования зоны Имжиган интенсивно гранитизированы. Интрузии носят, как правило, конкордантный по отношению к тектонической структуре характер. Наибольшие объемы мигматитов и гранитоидов приурочены к периферическим частям пояса и прилегающим площадям докембрийских кратонов. Пик формирования анатектических гранито-

идов приходится на 208–177 млн. лет, т.е. на раннюю юру. Однако импульсы гранитообразования в поясе Имжиган, судя по изотопным датировкам, охватывали широкий интервал времени от поздней перми (249 млн. лет) до средней юры (160 млн. лет) [3, 4, 17].

Очень важны сведения (пока фрагментарные) о присутствии в зоне Имжиган и на смежных участках кратонов анатектических среднемиловых гранитоидов с возрастом 130–105 млн. лет [3, 4, 42, 43]. В более южных территориях п-ова Корея установлено, что эти среднемиловые гранитоиды не связаны с субдукционной обстановкой. По химизму они близки к гранитоидам S-типа, а их начальные отношения изотопов стронция составляют 0.7100 [42]. Аналогичными свойствами обладают среднемиловые гранитоиды и в Восточном Китае [51 и др.]. В зоне Имжиган массивы этих гранитоидов располагаются вдоль надвигов, но особенно многочисленны они вдоль сдвигов, как продольных, так и поперечных. Не исключено, что среднемиловые интрузии имеют гораздо более широкое распространение в зоне Имжиган, что впоследствии может подтвердиться при геохронологическом изучении обширных полей пока еще не датированных гранитоидов.

Моноклиальное строение зоны Имжиган, возможно, является только кажущимся. Близкие вещественный состав (турбидиты с линзами толеитов) и степень метаморфизма (амфиболитовая фация) образований северной и южной пластин зоны позволяют предполагать наличие в структуре последней антиформ или (и) синформ, опрокинутых в сторону кратона Кенги.

ИНДОСИНИЙСКИЙ ОРОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

В Восточном Китае на западном продолжении зоны Имжиган располагается субширотно ориентированный индосинийский орогенический пояс протяженностью более 2000 км, разделяющий Сино-Корейский и Янцзы докембрийские кратоны [21–23, 31, 32, 39, 50, 55, 56 и др.]. Он состоит из системы наклоненных в северных румбах тектонических пластин, дислоцированных в синформы и антиформы (с дополнительной изоклиальной складчатостью) и нарушенных продольными сдвигами, сгущение которых наблюдается в северной части пояса. Пластины различаются составом пород, историей метаморфизма и характером осложняющих дислокаций. Кроме того, этот пояс неоднороден в латеральном направлении, разделяясь на три сегмента (с востока на запад) – Сулу, Дабейшань и Циньлин, первые два из которых разделены левосторонним сдвигом Тэн-Лу (см. рис. 1, врезку).

Сегмент Дабейшань располагается в одноименных горах (рис. 2, А). В северной его части вдоль южного ограничения Сино-Корейского кратона, под чехлом юрско-четвертичных отложений предполагается присутствие тектонических линз, сложенных позднепротерозойскими-раннепалеозойскими островодужными комплексами Хуанган, Эрланпин и Циньлин [55, 56] (см. рис. 2, Б). Однако эти островодужные комплексы, не свойственные собственно сегменту Дабейшань, скорее всего, перемещены сюда по сдвигам из западнее расположенного сегмента Циньлин. Южнее этих комплексов в северной части сегмента Дабейшань вскрывается тектоническая пластина шириной около 13 км и протяженностью свыше 400 км, сложенная монотонными темно-серыми алевролитами и глинистыми сланцами группы Фозилин, метаморфизованными в зеленосланцевой фации и палеонтологически охарактеризованными в интервале палеозой–триас [56]. Генезис этих метapelитовых пород связывается либо с субдукционной обстановкой (преддуговым прогибом [69] или аккреционным клином [38]), либо с режимом шельфового моря на северном краю кратона Янцзы [56]. Последняя трактовка представляется предпочтительной, поскольку в составе тонкообломочных пород группы Фозилин преобладает аркозовый материал, что не характерно для островодужной обстановки.

Три южнее расположенные пластины образованы комплексом Дабейшань. В северной из них преобладают ортогнейсы с тектоническими чешуями гранулитов, мраморов и метагипербазитов (лерцолитов, дунитов, гарцбургитов). Размеры этих чешуй обычно незначительны, однако одна из наиболее мощных пластин гипербазитов достигает 800 м мощности. Редкие тектонические чешуи гранулитов образованы ассоциацией гранат–клинопироксен–плагиоклаз–амфибол. Возраст метагипербазитов составляет 243.9 ± 5.6 млн. лет (Sm-Nd метод) [49]. Кроме того, выявлен один из этапов амфиболитового метаморфизма гнейсов северной пластины комплекса Дабейшань около 212 ± 2 млн. лет назад, тогда как гранулитовый метаморфизм здесь пока не датирован. Гнейсы рассматриваемой пластины испытали интенсивную гранитизацию в интервале 130–118 млн. лет [36, 52] с образованием широко распространенных мигматитов, а также массивов гнейсовидных гранитов с переходами к гранитоидам с изотропной текстурой. Весьма характерным является размещение этих удлиненной формы массивов вдоль плоскостей скольжения.

Рассмотренная пластина ортогнейсов и метагипербазитов перекрыта южнее расположенной эклогитсодержащей синформой [55, 56, 62 и др.], осложненной узкими изоклиальными, опрокинутыми на север складками (см. рис. 2, Б). Синформа образована мусковит-кварц-фельдшпатоидными парагнейсами с многочисленными тектоническими

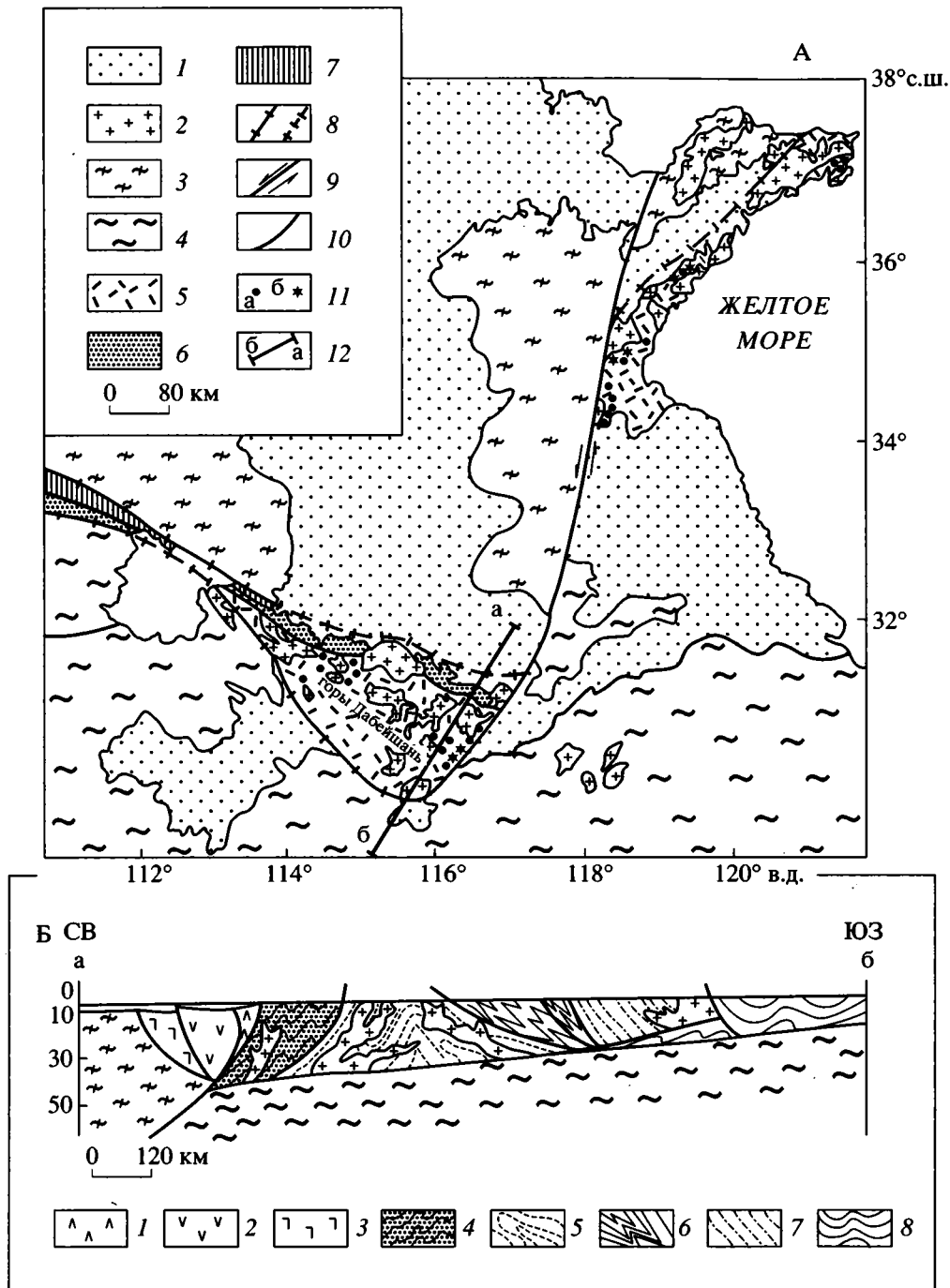


Рис. 2. Схематическая геологическая карта сегментов Дабейшань и Сулу (см. врезку к рис. 1) (А) и геологический профиль по [55, 56] с изменениями, через сегмент Дабейшань (Б).

А. 1 – юрские–четвертичные отложения нерасчлененные; 2 – среднемиловые гранитоиды; 3, 4 – докембрийские–раннемезозойские образования фундамента и чехла Сино-Корейского кратона (3) и кратона Янцзы (4); 5–7 – комплексы центрального (Дабейшань) и восточного (Сулу) сегментов индосинийского орогенического пояса: 5 – Дабейшань и его аналоги, 6 – Фозилин, 7 – Циньлин; 8 – главные надвиги, ограничивающие орогенический пояс (а), те же, перекрытые чехлом позднемезозойских–кайнозойских отложений (б); 9 – сдвиг Тэн-Лу; 10 – надвиги и сдвиги прочие; 11 – местонахождения эклогитов с коэситом (а) и с алмазом (б); 12 – линия профиля.

Б. 1–3 – комплексы островных дуг: 1 – Циньлин (позднепротерозойский–кембрийский), 2 – Эрланпин (кембрийский–ордовикский), 3 – Хуанган (девонский); 4 – комплекс Фозилин (предполагаемый чехол кратона Янцзы); 5–7 – комплекс Дабейшань (предполагаемый край кратона Янцзы); 5 – гнейсо-гипербазит-гранулитовый подкомплекс, 6 – эклогитсодержащие образования, 7 – группа Сусон; 8 – краевой складчатый пояс (дислоцированный чехол кратона Янцзы). Остальные условные обозначения даны на рис. 2, А.

линзами эклогитов (нередко амфиболитизированных) протяженностью до 1 км при мощности до 400 м. В состав эклогитов входят гранат, омфациит, кианит, цоизит, фенгит, рутил, иногда коэсит и алмаз [30, 36, 65 и др.]. Местами небольшие линзовидные блоки эклогитов мощностью до 2 км располагаются среди мраморов. Не исключено, что хотя бы часть исходных для эклогитов базит-гипербазитовых пород могла формироваться вблизи областей карбонатакопления. Примечательно, что именно в эклогитах, перемежающихся с мраморами, обнаружены коэсит и алмаз в качестве включений в гранатах и пироксенах [54, 56, 67, 68, 70].

По условиям формирования выделены два типа эклогитов – “горячий” и “холодный” [54, 56]. Первый из них, коэсит- и алмазсодержащий, возник при давлениях 38 ± 5 кбар и температуре $800 \pm 50^\circ\text{C}$, тогда как для второго (включающего обычно натровый амфибол) эти параметры составляют соответственно 23 ± 3 кбар и $635 \pm 40^\circ\text{C}$. Для “горячих” эклогитов получены значения 246 ± 3.1 млн. лет (Sm-Nd метод), а также 240 ± 2.4 и 236 ± 3.4 млн. лет (Rb-Sr метод). Величина начальных соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.7101 [56]. Интервал 246–236 млн. лет рассматривается как этап метаморфизма высоких давлений [54]. Однако этот процесс был, очевидно, более продолжительным, поскольку получены и более молодые датировки эклогитов – 221 ± 5 млн. лет [49] и 209 ± 2 млн. лет (U-Pb метод по метаморфогенному циркону) [21]. Локально эклогиты претерпели амфиболитовый ретроградный метаморфизм с образованием ассоциации клинопироксен–плаггиоклаз–амфибол. Однако сохранность на большой площади эклогитсодержащих блоков свидетельствует о быстром их подъеме к поверхности [30, 54, 62]. Высокобарический метаморфизм отмечается и для гнейсов, находящихся в тектоническом чередовании с эклогитами. Покров эклогитсодержащего комплекса Дабейшань включает также небольшие тектонические линзы метагипербазитов (антигорит-серпентинитового состава) мощностью первые метры.

Третья, наиболее южная, тектоническая пластина комплекса Дабейшань содержит породы группы Сусон: гнейсы, гранат-сланцевые сланцы, гранатовые амфиболиты, глаукофановые сланцы, мраморы, кианитовые кварциты и редкие линзы ультрабазитов. Эклогиты здесь не обнаружены, равно как и признаки ультрабарического метаморфизма. Сюда пластина пород группы Сусон по разлому контактирует с краевой частью кратона Янцзы, представленной дислоцированными образованиями его фундамента и чехла.

Гипербазиты комплекса Дабейшань рассматриваются либо как обычные для коллизионных зон офиолиты океанической и островодужной

породы [69], либо как отторженцы верхней мантии [55, 56], хотя можно допустить присутствие здесь образований обоих типов. Гнейсы, гранулиты и эклогиты комплекса Дабейшань, скорее всего, представляют северный край кратона Янцзы, поскольку величины начальных соотношений $^{143}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}$ двух образцов эклогитов комплекса составляют -19.2 и -6.4 , что указывает на эклогитизацию нижней части древней коры соответственно 2.11 и 1.55 млрд. лет назад [41, 55]. Предполагается [68], что в сегменте Дабейшань на площади более 2500 км² эксгумированы породы нижней части докембрийской континентальной коры, которые в начале индосинийского тектогенеза были опущены на глубину порядка 100 км и испытали метаморфизм высоких и сверхвысоких давлений.

Недавно проведенная ревизия изотопного датирования пород комплекса Дабейшань выявила, что на общем фоне позднепермской–раннемезозойской эклогитизации пик ультрабарического метаморфизма приходится на интервал 232–218 млн. лет [36]. Ar/Ar определения возраста последующего ретроградного метаморфизма (через гранулиты, амфиболиты к зеленосланцевой фации) части ультрабарических пород установили диапазон 206–170 млн. лет, в течение которого происходило остывание и дополнительная, позднеколлизивная, деформация метаморфических пород комплекса Дабейшань [36]. Характерно, что в ходе амфиболитизации “сухих” эклогитов анатектических выплавов не происходило, и гранитоиды соответствующего позднетриасового–раннеюрского этапа здесь не известны (в отличие от широкого их распространения в зоне Имжиган и сегменте Циньлин). В то же время отмечается повсеместное и очень широкое развитие в сегменте Дабейшань среднемельовых синдислокационных мигматитов и гранитоидов [36 и др.].

Южнее комплекса Дабейшань в одноименном сегменте располагается складчатый пояс (см. рис. 2), включающий интенсивно дислоцированные терригенные отложения чехла кратона Янцзы.

Таким образом, в пределах сегмента Дабейшань вскрываются преимущественно породы предположительно нижних уровней Янцзы (возможно, в сочетании с офиолитами океанической плиты), в различной степени метаморфизованные – вплоть до гранулитов и эклогитов – и прорванные многочисленными среднемельовыми гранитоидами. Последние в совокупности с мигматитами занимают от трети до половины площади сегмента Дабейшань.

Сегмент Сулу характеризуется аналогичным строением [72]. Он располагается к востоку от сегмента Дабейшань и отделен от него левосторонним сдвигом Тэн-Лу, по которому перемещен на север на расстояние около 500 км (см. рис. 2). В сегменте Сулу вскрываются докембрийские ин-

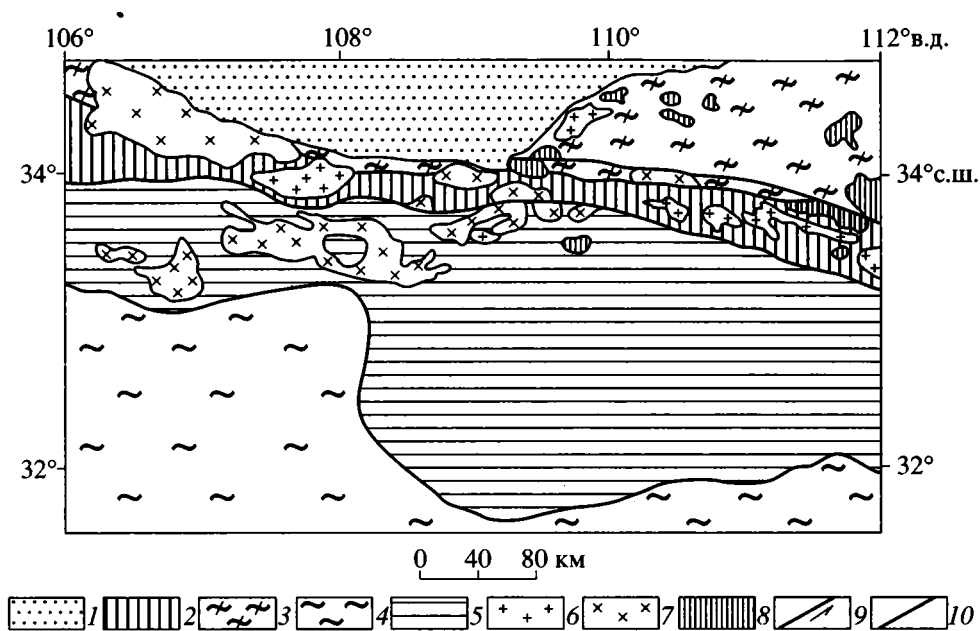


Рис. 3. Особенности размещения палеозойских и мезозойских гранитоидов в сегменте Циньлин и на прилегающих территориях, по [74] с изменениями.

1 – позднепалеозойские–кайнозойские наложенные впадины; 2 – верхнепротерозойские–нижнепалеозойские метавулканогенные и метаосадочные породы сегмента Циньлин; 3, 4 – нерасчлененные комплексы фундамента и чехла докембрийских кратонов Сино-Корейского (3) и Янцзы (4); 5 – опущенный северный край кратона Янцзы с верхнепротерозойским–мезозойским комплексом терригенных пород; 6–8 – гранитоиды: палеозойские (6), позднетриасовые–раннеюрские (7), берриас-альбские (8); 9 – сдвиги; 10 – разломы прочие (преимущественно сдвиги и надвиги).

тенсивно мигматизированные гнейсы, содержащие тектонические пластины и линзы мраморов и эклогитов, в том числе коэсит- и алмазсодержащих. Кроме того, здесь широко развиты постколлизийные средне-меловые гранитоиды с возрастом 120–100 млн. лет, прорывающие также и прилегающие части Сино-Корейского кратона. Однако все эти породы испытали интенсивную милонитизацию и тектоническое брекчирование вдоль сдвига Тэн-Лу, в связи с чем гнейсы и эклогиты на картах обозначаются как “тектоническая смесь” [72]. В целом тектонические фрагменты эклогитов группируются в три зоны северо-восточной ориентировки каждая шириной до 10–20 км. Режим образования эклогитов сегмента Сулу определяется давлением 40 кбар и 800–900°C [41, 72], что аналогично параметрам эклогитообразования в сегменте Дабейшань. Предполагается [41], что породы сегмента Сулу (как и сегмента Дабейшань) представляют различные уровни фундамента кратона Янцзы.

Сегмент Циньлин, располагающийся на западном продолжении сегмента Дабейшань (см. рис. 1, А), представлен сложно построенным пакетом тектонических пластин, нарушенных многочисленными продольными (по отношению к простиранию сегмента) сдвигами (рис. 3). Здесь наиболее распространены породы комплекса Циньлин, включающие фельзитовые и мафитовые гранулиты, ортогнейсы, амфиболиты, мраморы, метаги-

пербазиты и глаукофановые сланцы. Этот комплекс интерпретируется в качестве позднепротерозойской–кембрийской островной дуги, породы которой испытали в палеозое сначала гранулитовый, а впоследствии частичный ретроградный амфиболитовый метаморфизм [44, 56, 71]. В сегменте Циньлин вскрываются также тектонические линзы гипербазитов и кембрийско-ордовикских островодужных комплексов Данфен и Эрланпин, включающих пиллоу-базальты с прослоями глинистых сланцев, радиоляриевых кремнистых сланцев и известняков, а в подчиненном количестве вулканиды среднего и кислого состава. По химизму вулканиды этих комплексов сходны с островодужными толеитами, изредка приближаясь к породам известково-щелочной серии [71]. Породы группы Эрланпин претерпели зеленосланцевый, глаукофановый и амфиболитовый (низкой степени) метаморфизм. Севернее вдоль южного края Сино-Корейского кратона выявлен тектонический блок дифференцированных магматических пород комплекса Хуанган с возрастом 400–375 млн. лет, которые рассматриваются в качестве девонской вулканической дуги близ края Сино-Корейского микроконтинента [44].

Сегмент Циньлин трассируется удлиненными линзовидными телами гранитоидов, в большинстве случаев конкордантными по отношению к складчато-покровной структуре. Эти интрузии концентрируются также и в прилегающих к поясу

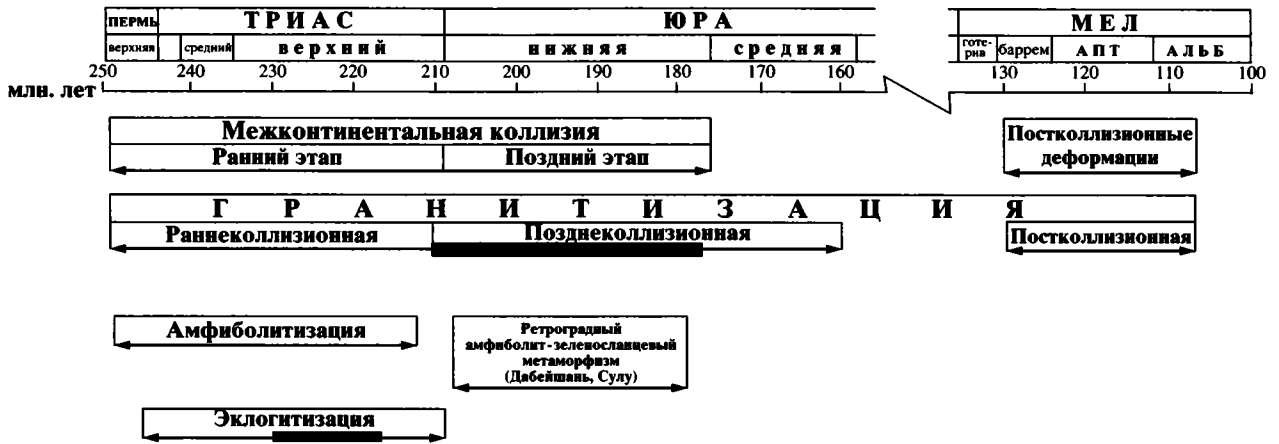


Рис. 4. Схема корреляции тектонических, магматических и метаморфических событий в Восточно-Китайском–Северо-Корейском индосинийском орогеническом поясе.

Шкала геологического времени по [37], остальные литературные источники указаны в тексте; утолщенные линии обозначают интервалы повышенной интенсивности соответствующего процесса.

частях докембрийских кратонов (см. рис. 3). Судя по химизму и Rb-Sr датировкам [71, 74], интрузии сегмента Циньлин гетерогенны по возрасту и генезису. Разновозрастные (от кембрия до девона включительно – 519–383 млн. лет) палеозойские габбро-гранитоидные и трондьемит-плагиогранитные комплексы имеют, скорее всего, мантийную природу и связаны с формированием островных дуг. Вторая группа гранитоидов (позднетриасового–раннеюрского возраста – 217–183 млн. лет) отличается синколлизивными особенностями и образовалась в связи с процессами корового анатексиса. Возможно, такого рода гранитоиды начали формироваться еще в позднем палеозое, на что указывают соответствующие датировки [74]. Химизм позднепалеозойских–раннемезозойских гранитоидов и высокие значения начальных отношений изотопов стронция указывают на их близость к интрузиям S-типа [52]. Самая молодая, средне меловая, группа гранитоидов (105–102 млн. лет) слагает массивы, которые приурочены к продольным сдвигам и надвигам сегмента Циньлин, а также прорывают смежные части Сино-Корейского и Янцзы кратонов (см. рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности индосинийского орогенического пояса Восточного Китая и Северной Кореи. Синтез приведенной выше геологической информации подтверждает мнение тех исследователей [15, 17, 38, 57, 73], которые видят продолжение раннемезозойского орогенического пояса Восточного Китая в зоне Имжиган Северной Кореи. Это позволяет выделить единый Восточно-Китайский – Северо-Корейский орогенический пояс, состоящий из фланговых сегментов Циньлин и Имжиган и цент-

ральных – Дабейшань и Сулу. Общим для этого пояса является вергентность тектонических покровов и ограничивающих их надвигов в южном направлении, обилие продольных (реже поперечных) сдвигов, широкое проявление различных (вплоть до ультрабарических) метаморфических фаций позднего палеозоя – раннего мезозоя и повсеместная средне меловая гранитизация. Фации метаморфизма меняются от одной тектонической пластины к другой вкрест простиранья орогенического пояса, но особенно значительно эта изменчивость проявлена по его простиранью. В латеральном направлении меняется также состав, возраст и генезис вещественных комплексов и интенсивность раннемезозойской гранитизации.

Два фланговых сегмента пояса – западный Циньлин и восточный Имжиган – образованы тектонически совмещенными комплексами позднепротерозойских, ранне- и среднепалеозойских островных дуг, а также турбидитов окраинноморского и преддугового генезиса и, в меньшей мере, гипербазитовых комплексами. Степень метаморфизма пород резко различна в разных пластинах и включает фации широкого спектра – от гранулитовой до зеленосланцевой. В обоих сегментах установлены признаки привноса щелочей (особенно Na), выраженные в образовании амфиболитов с щелочным амфиболом, глаукофановых сланцев и в интенсивной щелочной сиенитизации. Изотопные датировки амфиболитов лежат в пределах поздняя пермь–ранняя юра (рис. 4). Широко проявлены позднепалеозойские–среднеюрские синколлизивные гранитоиды, пик формирования которых приходится на самый конец позднего триаса и раннюю юру.

Два центральных сегмента – Дабейшань и Сулу – практически не содержат комплексов ост-

ровных дуг и окраинных морей. Здесь вскрываются интенсивно преобразованные породы древней континентальной коры и, в меньшей степени, метагипербазиты, которые могут представлять как остатки океанической коры, так и отторженцы верхней мантии. Таким образом, в сегментах Дабейшань и Сулу обнажаются “корневые” части коллизионного орогенического пояса вместе с остатками субдуцированной океанической коры, предполагаемой здесь по сейсмическим данным [72]. Во фланговых сегментах пояса эти образования располагаются, по-видимому, на значительных глубинах. Признаком глубинности вскрывающихся в центральных сегментах орогенического пояса пород является широкое распространение здесь эклогитов, в том числе коэсит- и алмазосодержащих. По крайней мере, для двух образцов эклогитов доказана их принадлежность к нижним уровням докембрийской континентальной коры [55, 56]. Эклогиты датированы концом перми–началом ранней юры. Ретроградный метаморфизм части этих пород происходил в ранней юре [36] (см. рис. 4). Отличие центральных сегментов орогенического пояса от фланговых состоит и в отсутствии здесь синколлизонных раннемезозойских гранитоидов.

Геодинамические обстановки формирования и трансформации Восточно-Китайского–Северо-Корейского орогенического пояса. Генезис рассматриваемого орогенического пояса обусловлен коллизией докембрийских кратонов Янцзы и Сино-Корейского, что установлено многими исследователями [1, 5, 13, 14, 19, 38–40, 55, 57 и др.]. Согласно палеомагнитным данным [61], зона межконтинентального столкновения располагалась примерно на широте современной позиции орогенического пояса. Однако длительность столкновения трактуется по-разному. Некоторые исследователи [71 и др.] склоняются к кратковременности эпизода коллизии, произошедшего на рубеже позднего триаса и ранней юры. Вместе с тем высказано мнение [1] о длительном проявлении этого процесса, включавшего позднепермскую, поздне триасовую и раннеюрскую фазы. В недавней публикации [40] столкновение докембрийских кратонов датируется интервалом 250–185 млн. лет. Изложенная выше информация подтверждает длительность процесса оформления орогенического пояса в зоне межконтинентального столкновения.

Своеобразие палеозойско-мезозойской геодинамической истории Китайско-Корейского региона определялось тем, что в пермский период, когда произошло становление Пангеи, территория современной Юго-Восточной Азии в виде группы разобленных океаническими акваториями и островными дугами микроконтинентов размещалась между Палео-Тетисом и начавшимся формироваться Нео-Тетисом [8, 11, 19, 60 и др.]. В последнее время проявилась тенденция объяс-

нить разобщение докембрийских кратонов Китайско-Корейского региона рифтогенезом [3, 27]. Однако более убедительным представляется мнение [11] о длительности существования в области современной Юго-Восточной Азии мозаики микроконтинентов. Предполагающиеся в раннем и среднем палеозое эпизоды рифтогенеза [27, 71] краев сближающихся кратонов могли лишь дополнить и усложнить обстановку формирования и амальгамации островных дуг.

В позднем палеозое–раннем мезозое происходило неуклонное сокращение океанических пространств, разделявших эти микроконтиненты, и дрейф последних в сторону Евразии, что было обусловлено раскрытием Нео-Тетиса и закрытием Палео-Тетиса [1, 8, 12]. Раннемезозойский кульминационный этап столкновения микроконтинентов этого региона в Китае обычно выделяется в качестве индосинийского тектогенеза, а в Корее – как орогения Сонним.

На этом фоне в палеозое вдоль южного края Сино-Корейского кратона осуществлялся **аккреционный процесс**, заключавшийся в многостадийном приращении к нему островных дуг, приближавшихся вместе с субдуцируемой под кратон океанической плитой [9, 21, 32, 39, 44, 56 и др.]. В результате субдукции происходило постепенное сближение микроконтинентов Янцзы (вместе с блоком Кёнги) и включавшего блок Нанним Сино-Корейского, а южная окраина последнего увеличивалась за счет последовательной амальгамации позднепротерозойских–раннепалеозойских и девонско-каменноугольных островных дуг [52, 55, 56, 71]. Поскольку вулканогенно-терригенные комплексы сегментов Циньлин и Имжиган весьма скудно охарактеризованы палеонтологически, нельзя исключить присутствия в их составе и пермских островодужных образований (известных, в частности, на северо-востоке п-ова Корея [2, 3, 15, 17]), которые могли прирастать в перми к Сино-Корейскому кратону, Косоориентированная субдукция обусловила, вероятно, неравномерное сближение микроконтинентов, в связи с чем еще в раннем триасе на южной окраине Сино-Корейского кратона локально формировались надсубдукционные гранитоиды I-типа [58].

К концу перми практически вся океаническая кора между микроконтинентами была субдуцирована (рис. 5, А), и около 249 млн. лет началась **межконтинентальная коллизия** с поддвиганием кратона Янцзы под Сино-Корейский. Режим интенсивной компрессии между ними привел к трансформации зоны субдукции в коллизионную сутуру и к формированию здесь Восточно-Китайского–Северо-Корейского орогенического пояса. Синтез и корреляция приведенных выше данных по геохронологии метаморфических, магматиче-

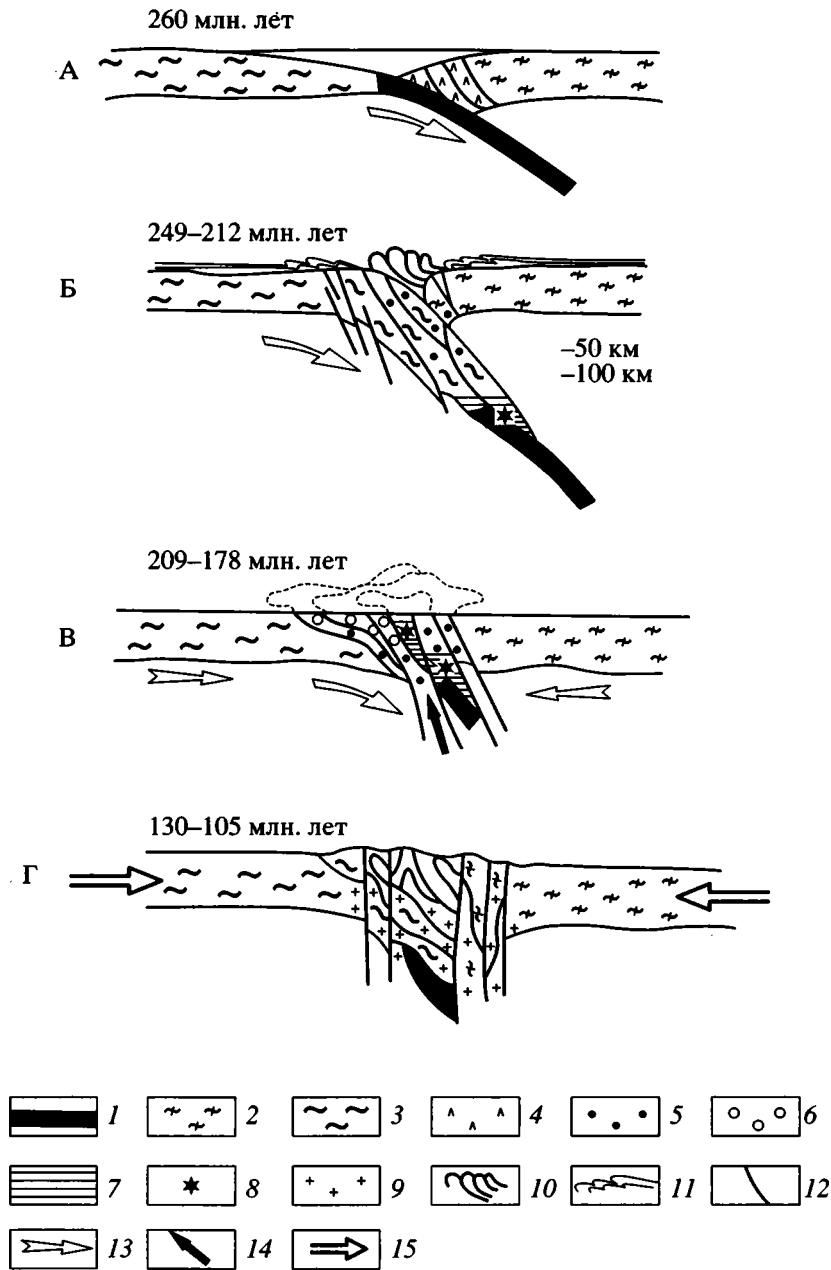


Рис. 5. Эволюция Восточно-Китайского–Северо-Корейского индосинийского орогенического пояса, с использованием [32]: А – предколлизийный этап (поздняя пермь); Б, В – межконтинентальная коллизия: Б – ранний этап (поздняя пермь–поздний триас), В – (юра) поздний этап в секторах Дабейшань и Сулу (ранняя юра); Г – постколлизийные тектоно-магматические процессы (баррем–средний альб).

1 – кора океаническая; 2, 3 – докембрийские кратоны Сино-Корейский (2) и Янцзы (3); 4 – аккрецированные позднепротерозойские–среднепалеозойские островодужные комплексы; 5–8 – зоны метаморфизма: амфиболитизации и гранитизации (5), ретроградного амфиболит-зеленсланцевого метаморфизма (6), эклогитизации (7), эклогитов с коэситом и алмазами (8); 9 – среднепалеозойские анатектические гранитоиды; 10 – складчато-покровная структура орогенического пояса; 11 – деформированный чехол прилежащих к поясу частей кратонов; 12 – разломы; 13 – направление позднепалеозойской–раннемезозойской конвергенции литосферных плит; 14 – подъем глубинного материала при интенсивном сжатии; 15 – направление сжимающих усилий в процессе среднепалеозойского орогенеза.

ских и тектонических процессов (см. рис. 4) выявляют три главных этапа в развитии этого пояса: раннеколлизийный, позднеколлизийный и постколлизийный (см. рис. 5).

На **реннеколлизийном этапе** (250–212 млн. лет) зажатые в зоне столкновения позднепротерозойские–палеозойские островодужные и окраинно-морские комплексы испытали компрессию с

оформлением ограниченных надвигами тектонических покровов, которые были шарьированы на кратон Янцзы (см. рис. 5, Б). Обстановка сжатия вызвала процесс метаморфизма в комплексах орогенического пояса, причем интенсивность метаморфизма возрастала с глубиной, а также по мере приближения к подошве покровов, т.е. к плоскостям скольжения.

При межконтинентальном столкновении вслед за погружившейся океанической корой в зону поглощения были затянута краевые части кратона Янцзы [32, 55 и др.], что сопровождалось их тектоническим разлинзованием и возникновением дуплексов (см. рис. 5, Б). Тектонические пластины были затянуты на разную глубину, что и определило различную степень метаморфических преобразований слагающих их пород. Вертикальное распределение метаморфических фаций на раннеколлизионном этапе соответствовало, по-видимому, теоретическим моделям глубинной зональности метаморфических процессов в коллизионных сутурах [5, 6, 14, 22, 24, 26, 41, 50, 54]. Затянутые на глубины свыше 60–70 км пластины кратона Янцзы и фрагменты океанической плиты претерпели в обстановке высоких давлений гранулитовый метаморфизм, а на больших глубинах в условиях ультрабарического метаморфизма подвергались эклогитизации в течение 246–209 млн. лет (см. рис. 4). Максимум интенсивности этого процесса приходится на поздний триас (232–218 млн. лет), когда на глубинах порядка 100 км и при температуре 700–800°C возникли “горячие” эклогиты с коэситом и алмазами [36, 54].

На меньших глубинах зоны столкновения на раннеколлизионном этапе формировалась зона амфиболитизации (см. рис. 4, 5, Б). Уже с конца перми в этой зоне происходили выплавки анатектических гранитоидов, объем которых возрос к концу позднего триаса. Из глубинных областей сутуры расплавы перемещались на верхние ее уровни, размещаясь в зонах локального растяжения. Следует подчеркнуть, что амфиболитовый метаморфизм протекал в обстановке привноса флюидов, поступавших в коллизионную сутуру вдоль многочисленных плоскостей скольжения, что способствовало реализации процесса анатексиса, а, кроме того, вызвало локально проявленный щелочной метасоматоз.

Позднеколлизионный этап (см. рис. 4), охвативший раннюю юру (208–177 млн. лет), характеризовался различной тенденцией развития фланговых частей коллизионного пояса (сегментов Циньлин и Имжиган) и центральных его участков (сегментов Дабейшань и Сулу), что было связано, вероятнее всего, с различной интенсивностью сжатия вдоль зоны столкновения кратонов. В сегментах Циньлин и Имжиган в условиях прежнего режима компрессии сохранялась указанная выше верти-

кальная метаморфическая зональность, причем процесс анатексиса в амфиболитовой зоне интенсифицировался, и в интервале 210–177 млн. лет отмечается пик анатектических выплавов (см. рис. 4). Хотя, согласно всем имеющимся данным, индосинийская коллизия кратонов завершилась в ранней юре, однако процесс гранитизации, обладающей определенной инерционностью, продолжался в средней юре примерно до 160 млн. лет (см. рис. 4). Эти гранитоиды остаточноколлизионной природы установлены на основании изотопных датировок [43] среди полей распространения поздне триасовых–раннеюрских интрузивных пород. В сегментах Циньлин и Имжиган на позднеколлизионном этапе, кроме дополнительных дислокаций тектонических пластин, происходило оформление новых покровов с их шарьированием в сторону кратона Янцзы.

Иные события протекали на позднеколлизионном этапе в сегментах Дабейшань и Сулу. В ранней юре в этой центральной части коллизионного пояса произошел быстрый подъем к поверхности глубинных метаморфических образований, включая и эклогиты (см. рис. 5, В). Именно высокий темп воздымания глубинных масс считается условием сохранности ультрабарических образований в приповерхностной обстановке [5, 22, 28, 29, 54, 69, 72]. В ходе этого подъема метаморфические породы высоких и сверхвысоких давлений локально испытали ретроградный метаморфизм. На это указывают данные [36] об охлаждении до 300°C части гранулитов и эклогитов сегмента Дабейшань во временном интервале 206–178 млн. лет (см. рис. 4), что, собственно, и датирует эпизод их воздымания.

При обсуждении механизма эксгумации эклогитов коллизионных сутур высказываются, в основном, две возможные причины подъема пород высоких и сверхвысоких давлений [6, 29, 33, 40, 62]. Первоя из них предусматривает изостатическое воздымание блока коры, мощность которого в зоне столкновения вследствие коллизии резко возросла. При втором варианте быстрый подъем ультрабарических пород связывается с возрастанием глубинной компрессии и нагнетанием на глубинные уровни зоны столкновения дополнительных объемов горных масс. Для позднеколлизионного этапа формирования сегментов Дабейшань и Сулу наиболее вероятен второй сценарий тектонических событий, обусловленный усилением глубинного сжатия коллизионной сутуры. Это сопровождалось поддвиганием на нижние уровни зоны столкновения вновь образующихся тектонических пластин, что привело как бы к вспучиванию структур орогенического пояса и выталкиванию вверх “корневых” его частей, включая и породы высоких и ультравысоких давлений. Этот эпизод сопровождался позднеколлизионными деформациями воздымающихся текто-

нических пластин [36]. В частности, дальнейшей дислоцированности подверглись поднятые с глубин эклогитсодержащие образования, которые в виде синформы были шарьированы на кратон Янцзы [56]. Характерно, что амфиболитизация (без признаков привноса вещества) охлаждавшихся при быстром подъеме ультраметаморфических пород центральных сегментов пояса не сопровождалась процессами анатексиса, так широко проявившихся в это время во фланговых сегментах. Сформировавшиеся же здесь на раннеколлизиионном этапе анатектические гранитоиды небольших объемов, вероятно, подверглись эрозии (как и вмещающие их островодужные–океаноморские комплексы) в ходе позднеколлизиионного воздымания.

Таким образом, на позднеколлизиионном этапе центральные части индосинийского орогенического пояса в отличие от фланговых испытали значительно более интенсивное сжатие, что предопределило как различие в их тектоническом развитии, так и разницу в характере вскрывающихся в их пределах структурно-вещественных комплексов.

На позднеколлизиионном этапе в Восточно-Китайском–Северо-Корейском орогеническом поясе происходили горизонтальные перемещения вдоль продольных сдвигов, особенно интенсивно проявленные в центральных сегментах [55]. Что касается сдвигов, поперечных по отношению к орогеническому поясу, то их сгущение вероятнее предполагать на границах сегментов с различными режимами сжатия, т.е. на границах фланговых и центральных отрезков пояса. Характеризовавшиеся условиями растяжения отдельные участки зон продольных и поперечных сдвигов были использованы при внедрении коллизиионных гранитоидов (см. рис. 1–3). Кроме того, к таким участкам приурочены небольшие впадины с верхнетриасовыми–нижнеюрскими терригенными угленосными отложениями [2 и др.].

Позднепермские–раннеюрские коллизиионные события привели не только к формированию орогенического пояса, но и к деформации краевых частей пришедших в столкновение кратонов. Это выразилось в тектоническом разлинзовании кристаллических пород фундамента, а также в срыве отложений чехла и интенсивной их деформации. В результате индосинийского орогенеза шельфовые отложения северной части кратона Янцзы были дислоцированы в краевой складчатый пояс, а чехол континентального блока Нанним был сорван с фундамента с формированием Пхеннамской синформы. Южная ее часть, прилежащая к зоне Имжиган, испытала наиболее сложные чешуйчато-надвиговые дислокации (см. рис. 1, Б).

Приведенные данные свидетельствуют о длительности межкратонного коллизиионного процес-

са (и соответственно процесса формирования коллизиионного Восточно-Китайского–Северо-Корейского пояса), продолжавшегося с конца перми по раннюю юру включительно (249–177 млн. лет), что подтверждают ранее произведенные оценки этого события [1, 12, 40 и др.]. В целом прослеживается тенденция усиления режима компрессии в зоне столкновения от триаса к ранней юре, который, однако, носил пульсационный характер. Вследствие этого длительный процесс коллизии сочетал импульсы тектонической активности с эпизодами некоторого ее торможения, что составляет одну из особенностей эволюции индосинийского тектогенеза. На раннеколлизиионном этапе главный эпизод нарастающего сжатия пришелся на поздний триас (232–218 млн. лет), что выразилось в скачкообразном усилении процесса эклогитизации в зоне столкновения. На раннеюрском позднеколлизиионном этапе импульсу сжатия и глубинного нагнетания масс подверглась центральная часть зоны столкновения, что вызвало выжимание “корневых” ультрабарических пород к поверхности. Следовательно, вторая особенность индосинийского тектогенеза (запечатленная в строении орогенического пояса) была обусловлена неравномерным проявлением режима компрессии вдоль простирания коллизиионной сутуры. Эти два главных эпизода индосинийского тектогенеза – позднетриасовый и раннеюрский, – связанных со скачкообразным усилением сжатия, решающим образом повлияли на эволюцию орогенического пояса. Что же касается среднеюрских гранитоидов, то внедрение этих остаточных расплавов было обусловлено обстановкой растяжения, наступившей в средней юре вслед за прекращением процесса коллизии.

Оторванный во времени среднемеловой (130–105 млн. лет) этап деформаций и гранитизации (см. рис. 4) в пределах Восточно-Китайского–Северо-Корейского раннемезозойского орогенического пояса имеет явный **постколлизиионный** характер и генетически не связан с предшествовавшим индосинийским орогенезом. Среднемеловые деформации выразились в дополнительной складчатости ранее сформированных структур, но главное – в широком проявлении продольных сдвиговых перемещений (см. рис. 5, Г), что явилось следствием возникновения транспрессивного режима в пределах раннемезозойского орогенического пояса [53, 59, 63, 64]. Если при индосинийском орогенезе режим ортогональной компрессии вызвал в поясе вертикальное выжимание горных масс, то среднемеловая транспрессия привела преимущественно к боковому выжиманию и латеральному перемещению раннемезозойских тектонических пластин, а также к общему сужению орогенического пояса. Вероятно, на этом постколлизиионном этапе с запада, из сегмента Циньлин, были перемещены пластины палеозойских островодужных

комплексов, по продольному сдвигу причленившиеся к эклогитсодержащим образованиям сегмента Дабейшань (см. рис. 2). Многоамплитудные горизонтальные перемещения происходили и по поперечным левосторонним сдвигам, включая и сдвиг Тэн-Лу. Хотя есть мнение [55] о более раннем, триасовом, возникновении последнего, однако, поскольку этот сдвиг нарушил уже сформировавшиеся индосинийские структуры, логичнее предположить, что он был постколлизийным. Палеомагнитные исследования [65] выявили 800-километровую амплитуду суммарного перемещения по сдвигу Тэн-Лу, начиная с мела.

Среднемеловой этап характеризовался также заложением впадин с позднеокомским–среднеальбским терригенным (иногда угленосным) осадконакоплением [18, 53, 59], размещение которых контролировалось системой продольных сдвигов в окраинной зоне Восточной и Юго-Восточной Азии [59]. Эти впадины частью имели грабеновую природу, а частью развивались как бассейны типа пулл-апарт.

С постколлизийным этапом деформаций сопряжена мигматизация и гранитизация вещественных комплексов индосинийского орогенического пояса и краевых частей примыкавших кратонов. Главный объем этих гранитоидов, коровая природа которых доказана многими исследователями [30, 42, 51, 55], формировался вдоль сдвигов. Поскольку индосинийский орогенический пояс на среднемеловом этапе преобразовался в крупнейшую межкратонную сдвиговую зону, то именно здесь процесс среднемеловой гранитизации был наиболее интенсивным. Частично гранитизация протекала и вдоль поперечных зон, далеко выходя в пределы докембрийских кратонов. Примером могут служить интрузии гранитоидов повышенной щелочности Амноканского комплекса (датированные в интервале 136–100 млн. лет) [3, 4], размещающиеся вдоль сдвигов в пределах кратона Нанним.

Встает вопрос о причинах среднемеловой постколлизийной “тектонно-магматической активизации” территории Юго-Восточной Азии, примеры которой приводятся во многих публикациях [1, 7, 12, 20, 53 и др.]. Для его решения необходимо обратиться к событиям этого времени, происходившим в периокеанических областях Пацифика.

Среднемеловой (позднеготеривский–среднеальбский) этап характеризовался резким изменением геодинамической обстановки на границе континент–океан благодаря скачкообразному импульсу экстраординарного сжатия, вызванного ускорением спрединга и высоким темпом прироста океанической коры в интервале 120–100 млн. лет [47]. В результате периокеанические области Пацифика испытали интенсивную орогению, выразившуюся в завершении процесса субдукции, при-

членении к континенту (с частичной обдукцией) многочисленных террейнов различной природы, а также в подъеме и короблении края континента [15, 16, 20, 34, 66]. На юго-восточной окраине Азии среднемеловая орогения вызвала транспрессивный режим [53, 59, 64, 65] (возможно, благодаря комбинированному воздействию на нее плит Тетиса и Пацифика) и как следствие развитие широкой зоны левосторонних сдвигов. Зона левосторонних горизонтальных перемещений охватила не только приокеанический край континента, но проявилась и в тыловой области азиатской окраины, отстоявшей от границы континент–океан на многие сотни километров [64, 65]. В этих тыловых областях ряда транспрессивного режима происходила, прежде всего, вдоль границ докембрийских кратонов, которые, таким образом, были вовлечены в горизонтальное перемещение друг относительно друга. В результате занимавший межкратонное положение Восточно-Китайский–Северо-Корейский индосинийский орогенический пояс трансформировался в широкую сдвиговую зону, перемещение по которой сопровождалось процессами анатексиса, протекавшими преимущественно в краевых частях кратонов (см. рис. 5, Г). Поперечное сжатие между кратонами привело к расплющиванию и боковому выжиманию индосинийских структурных комплексов по модели [10]. Таким образом, среднемеловая “тектонно-магматическая активизация” Китайско-Корейского региона была генетически связана с событиями на границе континентальной и океанической плит и отражала этап экстраординарного сжатия по периферии Пацифика.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Комплекс геологических, тектонических и геохронологических данных свидетельствует о продолжении индосинийского орогенического пояса из Восточного Китая в пределы Северной Кореи в виде зоны Имжиган. Это позволяет выделить единый разделяющий докембрийские кратоны Восточно-Китайский–Северо-Корейский орогенический пояс, сегментами которого являются (с запада на восток) Циньлин, Дабейшань, Сулу и Имжиган.

2. Тектоническая структура пояса определяется совокупностью вергентных в южных румбах тектонических покровов, осложненных изоклиальной складчатостью. Характерны многочисленные продольные по отношению к поясу сдвиги, в меньшей мере – сдвиги поперечные, чаще всего левосторонние.

3. Установлены значительные различия в строении Восточно-Китайского–Северо-Корейского орогенического пояса вдоль его простираения. Два фланговых его сегмента: западный – Циньлин и восточный – Имжиган образованы тектони-

чески совмещенными пластинами позднепротерозойских–среднепалеозойских островодужных и окраинноморских комплексов, изредка гипербазитов. Эти комплексы характеризуются различной степенью метаморфизма (вплоть до гранулитового) и широким развитием синколлизийных гранитоидов позднепермского–раннеюрского возраста. В двух центральных сегментах орогенического пояса – Дабейшань и Сулу – преобладают метаморфические породы разных уровней докембрийского фундамента, реже гипербазиты, метаморфизованные в условиях высоких и ультравысоких давлений (в том числе коэсит- и алмазодержащие эклогиты). Позднепалеозойские–раннемезозойские гранитоиды здесь практически не распространены. Однако для всего орогенического пояса и смежных частей кратонов характерно широкое развитие конкордантных массивов анатектических средне-меловых (130–105 млн. лет) гранитоидов, приуроченных к продольным, реже поперечным сдвигам.

4. Корреляция геохронологии метаморфических, магматических и тектонических событий выявила многоэтапный характер формирования и последующей тектоно-магматической трансформации Восточно-Китайского–Северо-Корейского орогенического пояса, что не ограничивается рамками одного традиционно выделяемого здесь индосинийского тектогенеза.

А. Формированию собственно орогенического пояса предшествовал многостадийный процесс аккреции островных дуг к южному краю Сино-Корейского кратона, что осуществлялось на фоне субдукции под последний океанической коры, разделявшей упомянутый и Янцзы кратоны. Последовавшая затем коллизия этих кратонов, пульсационно протекавшая в интервале 249–177 млн. лет, включала два этапа. На раннеколлизийном этапе (249–209 млн. лет), когда зона субдукции в условиях интенсивного сжатия была трансформирована в зону столкновения, возникли тектонические покровы островодужных и окраинноморских комплексов, которые были шарьированы в сторону кратона Янцзы. Вслед за погружившейся океанической плитой в зону поддвига были затянуты краевые части кратона Янцзы, где сформировалась вертикальная метаморфическая зональность, глубинные ультрабарические фации которой были представлены эклогитами с коэситом и алмазами. Максимум эклогитизации приходится на 232–218 млн. лет [36]. Протекавшая на меньших глубинах амфиболитизация сопровождалась выплавками небольших объемов анатектических гранитоидов.

На позднеколлизийном этапе (208–177 млн. лет) интенсивность сжатия вдоль зоны столкновения была различной, что обусловило разницу в развитии фланговых и центральных сегментов пояса. В первых из них в условиях умеренной компрес-

сии продолжалось усложнение складчато-покровной структуры пояса, а с зоной амфиболитового метаморфизма в интервале 210–177 млн. лет связан максимум гранитизации, причем внедрение остаточных расплавов продолжалось до 160 млн. лет. В отличие от флангов центральные сегменты пояса испытали интенсивную глубинную компрессию, что обусловило быстрый подъем к поверхности “корневых” частей коллизийной сутуры, включая ультрабарические образования. В ходе воздымания (206–178 млн. лет) эклогиты испытали локальный ретроградный метаморфизм с охлаждением до 300°C [36], что не сопровождалось процессом анатексиса.

Особенность длительно протекавшего индосинийского тектогенеза, непосредственно повлиявшая на строение и тектоническую эволюцию орогенического пояса, заключалась в дискретном характере режима сжатия в зоне столкновения во времени и пространстве. Главные тектонические события при формировании этого пояса были связаны с двумя эпизодами усиления сжатия – позднетриасовым и раннеюрским.

Б. Оторванный во времени постколлизийный средне-меловой (130–105 млн. лет) этап тектоно-магматических событий генетически не был связан с индосинийским тектогенезом. Эта “тектоно-магматическая активизация” индосинийского пояса и прилежащих докембрийских кратонов отражала эпизод экстраординарного сжатия по периферии Палео-Тихого океана в связи со скачкообразным темпом прироста океанической коры в интервале 120–100 млн. лет [47]. Возникший при этом на юго-восточной окраине Азии транспрессивный режим сопровождался появлением здесь широкой зоны левосторонних сдвигов. В результате занимавший межкратонное положение Восточно-Китайский–Северо-Корейский раннемезозойский орогенический пояс трансформировался в систему сдвигов, перемещение по которым сопровождалось выплавками гранитоидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 99-05-65578 и ГНТП “Мировой океан”.

Автор благодарен коллегам из АН КНДР, организовавшим многолетние совместные полевые работы в пределах Северной Кореи, а также профессору Х. Окада (Япония) за предоставление материалов по меловому осадконакоплению и тектогенезу Японии. Автор признателен доктору геол.-мин. наук Ю.Г. Гатинскому и доктору геол.-мин. наук А.А. Моссаковскому, взявшим на себя труд рецензирования статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 21–42.

2. Геологическая карта Кореи масштаба 1000000. Пхеньян: Изд-во Министерства геологических ресурсов КНДР, 1985.
3. Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 263 с.
4. Геология Кореи. Пхеньян: Изд-во книг иностр. языков, 1993. 663 с.
5. Добрецов Н.Л. Проблема генезиса эколлитов // Эколлиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. С. 193–203.
6. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 1994. 299 с.
7. Добрецов Н.Л., Чупин В.П. Генезис гранитоидов и формирование континентальной коры // Гранитоиды складчатых областей. СПб.: Наука, 1993. С. 7–26.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16–27.
9. Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. 265 с.
10. Копп М.Л. Структура латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 286 с.
11. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
12. Нагибина М.С., Антипин В.С., Гатинский Ю.Г. и др. Корреляция мезозойских тектонических движений и магматизма в Восточной Азии // Геотектоника. 1981. № 6. С. 77–91.
13. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
14. Скляр Е.В., Добрецов Н.Д. Эколлитовые и глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Северного Китая // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41–54.
15. Филатова Н.И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона // Геотектоника. 1990. № 5. С. 112–124.
16. Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 3.
17. Филатова Н.И., Ким З.Х., Ким Х.С. Тектоника Корейского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 131–144.
18. Филатова Н.И., Чанг К.Х., Парк С.О. Корреляция позднемезозойских образований Кореи и обстановки их накопления // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 4. С. 87–99.
19. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой, кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
20. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 3. № 6. С. 40–63.
21. Ames L., Tilton G.R., Zhou G. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons: U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites // *Geology*. 1993. Vol. 21. № 5. P. 339–342.
22. Ames L., Zhou G., Xiong B. Geochronology and isotopic character of ultrahigh-pressure metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons, central China // *Tectonics*. 1996. Vol. 15. № 3–4. P. 472–489.
23. Atlas of the Paleogeography of China. Cartographic Publ. China: House, Beijing, 1983. 165 p.
24. Bousquet R., Goffe B., Henry P. et al. Kinematic thermal and petrological model of the Central Alps: Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitisation of the lower crust // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 273. № 1–4. P. 105–127.
25. Chao S.H. A study on age determinations of Gyeonggi massif, Korean Peninsula by Rb- Sr method.: Hanyang, China: Hanyang University, 1983. 139 p.
26. Cloos M. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. Vol. 105. № 6. P. 715–737.
27. Cluzel D., Cadet J.P. Geodynamic evolution of Korea // *The Island Arc*. 1992. № 1. P. 64–70.
28. Cong B., Wang Q. Ultra-high pressure metamorphic rocks in China // *Episodes*. 1995. Vol. 18. № 2. P. 91–94.
29. Dobretsov N.L. Blueschists and eclogites: a possible plate tectonic mechanism for their emplacement from the upper mantle // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 186. № 1–4. P. 253–268.
30. Dong S., Chen J., Huang D. Differential exhumation of tectonic units and ultrahigh-pressure metamorphic rocks in Dabie Mountains, China // *Island Arc*. 1988. № 7. P. 174–183.
31. Ernst W.G., Cao R., Jiang J. Reconnaissance study of Precambrian metamorphic rocks, northeastern Sino-Korean shield, People's Republic of China // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. Vol. 100. № 5. P. 692–701.
32. Ernst W.G., Lion J.G. Contrasting plate-tectonic styles of the Qinling-Dabie-Sulu and Franciscan metamorphic belt // *Geology*. 1995. Vol. 23. № 4. P. 353–356.
33. Ernst W.G., Peacock S.M. A thermotectonic model for preservation of ultrahigh-pressure phases in metamorphosed continental crust // *Top to bottom*. Publ. by the Americ. Geophys. Union. Washington, 1996. P. 171–198.
34. Filatova N.I. The development of the Northern Korea volcanic belt // *Proceeding of 15th International Symposium of Kyungpook University (Republic Korea)*. 1995. P. 30–47.

35. *Gidong L., Besse J., Courtillot V.* Eastern Asia in the Cretaceous: new paleomagnetic data from South Korea and a new look at Chinese and Japanese data // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. № 135. P. 3580–3596.
36. *Hacker B.R., Wang Q.* Ar/Ar geochronology of ultra-high-pressure metamorphism in central China // *Tectonics*. 1995. Vol. 14. № 14. P. 996–1006.
37. *Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al.* A geological time scal. Cambridge: United Kingdom, Cambridge University Press, 1990. P. 1.
38. *Hsu K.J., Li J., Chen H. et al.* Tectonics of south China: key to understanding West Pacific // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 183. № 1–2. P. 9–39.
39. *Hsu K.J., Wang Q.C., Li J.L. et al.* Tectonic evolution of Qinling Mountains, China // *Ecologiae Geol. Helv.* 1987. № 71. P. 611–635.
40. *Hu S., Zhao Y., Xu B. et al.* Evidence for the Jiangsu-Shandong ultra-high-pressure metamorphic belt returns from the upper mantle to the earth surface in the Mesozoic–Cenozoic // *Acta geologica Sinica*. 1997. Vol. 71. № 3. P. 242–253.
41. *Jahn B.M., Cornichet J., Cong B.L., Yui T.F.* Ultrahigh- ϵ Nd eclogites from an ultrahigh-pressure metamorphic terrane of China // *Chemical Geology*. 1996. № 127. P. 61–79.
42. *Jin M.S.* Geochronology and cooling history of the Mesozoic granite plutons in the central part of the Ogcheon fold belt, South Korea // *J. Petrol. Soc. Korea*. 1995. Vol. 4. № 2. P. 153–167.
43. *Kang P.Ch., Shin S.Ch., Jin M.S.* Isotope age map of plutonic rocks in Korea. Scale 1 :1000000. Taejon, Korea: KIGAM Publ., 1995.
44. *Kroner A., Zhang G.W., Sun Y.* Granulites in the Tongbai area, Qinling belt, China: Geochemistry, petrology, single zircon geochronology, and implication for the tectonic evolution of eastern Asia // *Tectonics*. 1993. Vol. 12. № 1–4. P. 242–255.
45. *Kwon S.T., Chao M., Ree J.H.* Geochemistry of the high-P Samgot amphibolite in the Imjingang belt, South Korea // *Chinese Science Bull.* 1995. Vol. 40. № 2. P. 124.
46. *Lan Ch.Y., Lee T., Zhou X.H., Kwon S.T.* Nd isotopic study of precambrian basement South Korea: evidence for Early Archean crust? // *Geology*. 1995. Vol. 23. № 3. P. 249–252.
47. *Larson R.L.* Geological consequences of superplumes // *Geology*. 1991. Vol. 19. № 10. P. 963–966.
48. *Lee S.M.* The tectonic setting of Korea, with relation to plate tectonics // *Miscellaneous publication*. 1974. Vol. 34. P. 17–27.
49. *Li S.G., Hart S.G., Zheng D.L. et al.* Timing of collision between the North and South China blocks: The Sm-Nd isotopic age evidence // *Sci. China*. 1989. Ser. B. № 32. P. 1393–1400.
50. *Liu X.H.* High-P metamorphic belt in Central China and its possible eastward extension in Korea // *Petrological Soc. Korea J.* 1993. Vol. 2. № 1. P. 9–18.
51. *Mao J., Tao K., Yang Z. et al.* Geodynamic background of the Mesozoic intercontinental magmatism in Southeast China // *Chinese Journ. Geochemistry*. 1997. Vol. 6. № 3. P. 230–238.
52. *Mattauer M., Matte P., Malavieill J. et al.* Tectonics of the Qinling Belt: build-up and evolution of eastern Asia // *Nature*. 1985. № 317. P. 496–500.
53. *Okada H.* Collision orogenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*. Tokyo: Terra Sci. Publ., 1983. P. 91–105.
54. *Okay A.I.* Petrology of a diamond and coesite-bearing metamorphic terrane: Dabieshan, China // *Eur. J. Mineral.* № 5. P. 659.
55. *Okay A.I., Sengor A.M.C.* Evidence for intracontinental thrust-related exhumation of the ultra-high-pressure rocks in China // *Geology*. 1992. Vol. 19. № 5. P. 411–414.
56. *Okay A.I., Sengor A.M.C., Satir M.* Tectonics of an ultra-high-pressure metamorphic terrane: The Dabie Shan–Tongbai Shan orogen // *Tectonics*. 1993. Vol. 12. № 3–4. P. 1320–1334.
57. *Ree J.H., Cho M., Kwon S.T., Nakamura E.* Possible eastward extension of Chinese collision belt in South Korea: the Imjingang belt // *Geology*. 1996. Vol. 24. № 12. P. 1071–1074.
58. *Reischmann T., Altenberger U., Kroner A. et al.* Mechanism of and time of deformation and metamorphism of mylonitic orthogneisses from the Shagou Shear Zone, Qinling Belt, China // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 185. № 1–2. P. 91–109.
59. *Sakai T., Okada H.* Sedimentation and tectonics of the Cretaceous sedimentary basins of the Axial and Kurasegawa tectonics zones in Kyushu, SW Japan // *Memoirs Geol. Soc. Japan*. 1997. № 48. P. 7–28.
60. *Scotese C.R., Langford R.P.* Pangea and the paleogeography of the Permian // *The Permian of Northern Pangea*. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 3–19.
61. *Seguin M.K., Zai Y.* Palaeomagnetic evidences for collision of the Sino-Korean and the Yantze Blocks // *Acta Geophysica Sinica*. 1995. № 38. P. 34–45.
62. *Tabata H., Maruyama S., Shi Z.* Metamorphic zoning and thermal structure of the Dabie ultrahigh-pressure terrane, central China // *Island Arc*. 1998. Vol. 7. № 1–2. P. 142–158.
63. *Taira A.* Pre-Neogene accretionary tectonics in Japan // *Recent Progress of Natural Sci. Japan*. 1985. № 10. P. 51–64.
64. *Taira A., Tashiro M.* Late Paleozoic and Mesozoic accretion tectonics in Japanese and Eastern Asia // *Historical biogeography and plate tectonic evolution of Japan and Eastern Asia*. Tokyo: Terra Sci. Publ., 1984. P. 1–43.
65. *Uchimura H., Kono M., Tsunakawa H. et al.* Paleomagnetism of late Mesozoic rocks from northern China: the role of the Tan-Lu fault in the North China Block // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 262. № 3–4. P. 301–319.

66. *Vaughan P.M.* Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: a superplume-related event? // *Geology*. 1995. Vol. 23. № 6. P. 491–494.
67. *Wang X., Liou J.G., Mao H.K.* Coesite-bearing eclogite from the Dabie Mountains in central China // *Geology*. 1989. Vol. 12. № 17. P. 1085–1088.
68. *Wang X., Liou J.G., Maruyama S.* Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains, central China: petrogenesis, PT paths and implication for regional tectonics // *J. Geol.* 1991. Vol. 100. № 4. P. 231–250.
69. *Xu S.T., Jiang L.L., Liu Y.C., Zhang Y.* Tectonic framework and evolution of the Dabie Mountains in Anhui, eastern China // *Acta Geol. Sin.* 1992. № 5. P. 221–238.
70. *Xu S.T., Okay A.I., Shouyuan J. et al.* Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implications for tectonic setting // *Science*. 1992. Vol. 256. № 1. P. 80–82.
71. *Xue F., Lerch M.F., Kroner A., Reischmann T.* Tectonic evolution of the East Qinling Mountains China, in Paleozoic: a review and new tectonic model // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 253. № 3–4. P. 271–284.
72. *Yang W.* Crustal structure and development of Sulu UHPM terrane in east-central China // *Episodes*. 1997. Vol. 20. № 2. P. 100–103.
73. *Yin A., Nie S.* An indication model for the North and South China collision and the development of the Tan-Lu and Honam fault systems, eastern Asia // *Tectonics*. 1993. Vol. 12. № 1–2. P. 801–813.
74. *Zhang H.F., Gao Sh., Zhang B.R. et al.* Pb isotopes of granitoides suggest Devonian accretion of Yangtze (South China) craton to North China craton // *Geology*. 1997. Vol. 25. № 11. P. 1015–1018.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, Ю.Г. Гатинский

Tectonic Evolution of the Indosinian East China–North Korea Orogenic Belt

N. I. Filatova

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

The Indosinian (Early Mesozoic) East China orogenic belt was found to extend into the Imjingang zone in North Korea. The single East China–North Korea belt is made up of south-vergent nappes and consists of flanking (Qinling and Imjingang) and central (Dabieshan and Sulu) segments. The flanking segments exhibit thrust sheets made up of Late Proterozoic–Middle Paleozoic island-arc and marginal-sea complexes in various metamorphic facies. The central segments exhibit Precambrian rocks, sometimes hyperbasites metamorphosed at high and ultrahigh pressures (eclogites, sometimes with coesite and diamonds). The geochronological correlation of the metamorphic, igneous, and tectonic events revealed a complex development scenario of the East China–North Korea orogenic belt, including: (1) belt formation in a setting of collision between Precambrian cratons, which continued discretely from the latest Permian through the Early Jurassic (249–177 Ma); (2) post-collisional mid-Cretaceous (130–105 Ma) tectono-magmatic transformation, not related to the Indosinian orogeny. The prolonged collision of the cratons included two major compression pulses associated with two main events in the Indosinian belt evolution: (a) Late Triassic, when the general imbricate thrust structure and vertical metamorphic zoning (including ultrahigh-pressure facies) were formed and (b) Early Jurassic, when compression at deeper levels of the central segments of the belt induced a rapid uplift of eclogites. During the mid-Cretaceous stage, a transpressive regime related to an extraordinary compression in the Circumpacific regions transformed the intercratonic Indosinian belt into a strike-slip zone, where longitudinal movements were accompanied by intense granitization.

Сдано в набор 12.10.99 г.

Подписано к печати 14.12.99 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 320 экз.

Зак. 3224

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

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН

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

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

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

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

Генетика
Геомagnetизм и аэрономия
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология
Доклады Академии наук

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

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Biophysics
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Polymer Science. Series C
Russian Journal of Genetics
Geomagnetism and Aeronomy
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Environmental Geoscience
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Doklady Physics
Doklady Earth Sciences
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

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

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

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