

Строение и эволюция геопространства Кольской сверхглубокой скважины по результатам изучения структурно-вещественных неоднородностей

Д.М. Губерман¹, Т.Л. Ларинова², Ю.А. Морозов³, А.И. Смульская³,
В.Н. Шолпо³, Ю.Н. Яковлев¹

¹ НПП "Кольская сверхглубокая", Заполярный

² Институт геологии рудных месторождений РАН, Москва

³ Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Аннотация. Приведены данные по структуре геопространства Кольской сверхглубокой скважины на основе особо детальных исследований и картирования структурно-вещественных неоднородностей различной природы, возраста и масштаба. Анализируется неоднородность проявления термально-метаморфических событий в комплексах архейского фундамента и раннепротерозойского чехла. На этой основе предлагается новая геодинамическая модель строения и эволюции геопространства.

Abstract. The data on the structure of the Kola Superdeep Borehole geospace at a depth and on the surfaces based on especially detailed study and mapping of structural-material inhomogeneities of various nature, ages and scales have been presented. Heterogeneity of thermo-metamorphic events in the complexes of the Archaean base and Palaeoproterozoic cover has been analyzed. On this basis a new geodynamic model of the geospace structure and evolution has been created.

1. Введение

Результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) не только перевернули устоявшиеся представления о строении глубоких горизонтов земной коры древних щитов, но и поставили на повестку дня целый ряд новых вопросов и задач. В частности, бурение СГ-3 определило возможность развития исследований по такой важнейшей проблеме геологии, как выявление глубинных гомологов приповерхностных разностей горных пород (*Ветрин и др.*, 2002; 2003; *Козлов и др.*, 2002). Появились новые знания о характере глубинной структуры древних толщ, не всегда соответствовавшие моделям, основанным на интерпретации геологических материалов и геофизических данных, полученных на эрозионном срезе. Так, стала очевидной резкая неоднородность проявления в объеме деформационных и вещественных преобразований, которая определяет сопряженное сосуществование в весьма сложных соотношениях разностей пород, сохраняющих многие первичные генетические признаки (осадочные, вулканогенные, магматические), и их сильно измененных аналогов, претерпевших значительную структурно-текстурную и вещественно-метаморфическую переработку и практически утративших черты исходного генезиса. В данном случае чисто структурно-геологическая проблематика сомкнулась с вышеупомянутой проблемой гомологов, освещаемой в настоящем сборнике. При этом представляется принципиально важным при выявлении глубинных гомологов знать и учитывать характер структуры пород с учетом фактора гетерогенности деформаций и метаморфизма. Именно это обстоятельство заставило обратить особое внимание на различного рода структурно-вещественные неоднородности, широко проявленные в объеме геопространства СГ-3, и заняться изучением порождающих эти неоднородности факторов. Такая направленность исследований, по сути дела, стала основой нового методического подхода к изучению древних кристаллических комплексов и позволила не только нестандартно взглянуть на характер структурной организации и эволюции комплексов собственно геопространства СГ-3, но и вообще сформулировать некоторые новые представления об общих закономерностях структурообразования в земной коре.

В рамках реализации проекта геологической лаборатории на базе НПП "Кольская сверхглубокая" авторским коллективом проводились многолетние исследования (1996-2002 гг.) по теме "Природа разномасштабных структурно-вещественных неоднородностей земной коры (на примере геопространства СГ-3)". В качестве наиболее важных и принципиальных моментов при этом были определены следующие:

- особая детальность исследований, сопоставимая по масштабу с детальностью материалов, полученных при бурении СГ-3. На специально определенных ключевых участках геопространства (рис. 1) проводились работы масштаба 1:5000-1:8000 и крупнее;
- комплексность подхода – включает детальное, в указанных масштабах, площадное геологическое картирование, применение структурно-геологического и кинематического анализа, трещинно-кинематического анализа, дешифрирование космо- и аэрофотоматериалов, анализ разрывно-линеamentной

- сети, петрологические исследования, геохронологическое датирование и другие методы исследований;
- корреляция материалов, собранных на поверхности геопространства, с данными по глубинному строению, полученными при бурении и геофизических исследованиях;
- выявление неоднородности проявления в объеме геопространства всей совокупности действовавших структурогенерирующих эндогенных процессов: деформационных, метаморфических, метасоматических и магматических.

Специальное изучение разномасштабных структурно-вещественных неоднородностей различного рода в пределах геопространства СГ-3 осуществлялось с целью решения следующих задач:

- выделение морфологических типов, установление масштабной иерархии и классификация всевозможных структурно-вещественных неоднородностей;
- установление возможной природы, механизмов и условий (кинематических, термодинамических, геомеханических и др.) формирования неоднородностей;
- выявление структурно-парагенетических связей между различными неоднородностями и их элементами;
- установление временной последовательности формирования неоднородностей и их привязка к геохронологически датированным тектоническим и термально-метаморфическим событиям;
- составление детальных структурно-геологических карт неоднородностей и вертикальных структурных профилей к ним для отдельных блоков или участков геопространства;
- определение характера и причин неоднородности проявления термально-метаморфических событий в пределах объема геопространства (метаморфическая зональность) и установление взаимосвязей с тектоническими процессами.

Практическое решение этих задач, в свою очередь, дает возможность:

- определять характер взаимодействия магматических, метаморфических и деформационных процессов;
- использовать структурно-вещественные неоднородности в качестве маркирующих элементов при детальном картировании;
- отводить им роль реперов в возрастной последовательности событий в эволюции коры;
- по ним восстанавливать кинематические условия формирования структуры;
- оценивать структурный контроль рудной минерализации;
- коррелировать и сопоставлять конкретные структурно-вещественные неоднородности с сейсмическими площадками и волновыми неоднородностями на профилях ГСЗ;
- использовать структурно-вещественные неоднородности в качестве одного из знаковых признаков для сопоставления различных структурно-вещественных комплексов.

2. Структурно-вещественные неоднородности

Как показали исследования, интегральная структура геопространства СГ-3 была сформирована в течение нескольких крупных этапов и стадий тектогенеза (от архея до палеозоя включительно), на каждом из которых была сформирована своя самостоятельная система структурно-вещественных неоднородностей, связанных с определенными условиями протекания деформационных и метаморфических процессов. Все неоднородности, к которым можно отнести элементы первичной и вторичной расслоенности, деформационные текстуры, зоны расщепления или пластического сдвига, хрупкие и вязкопластичные разрывные нарушения, зоны теневой (объемно-метасоматической) или инъекционной гранитизации, жилы, дайки и т.д., по своему генезису и кинематическим условиям образования можно разделить на *два типа*: компрессионные и декомпрессионные. Они могут находиться в парагенетических и тесных пространственно-временных соотношениях друг с другом, или же пересекаться, накладываться и затушевывать друг друга, выстраиваясь в определенную возрастную последовательность, соответствующую конкретным деформационно-метаморфическим преобразованиям (см. таблицу). Точкой отсчета в такой последовательности принимается первичная слоистость S_0 .

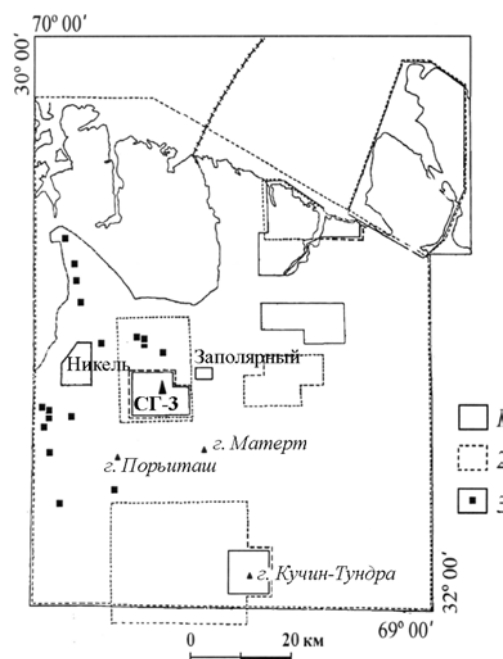


Рис. 1. Схема расположения участков детальных работ в пределах геопространства СГ-3:

- 1 – участки детального картирования;
- 2 – участки дешифрирования аэроснимков;
- 3 – отдельные точки наблюдений

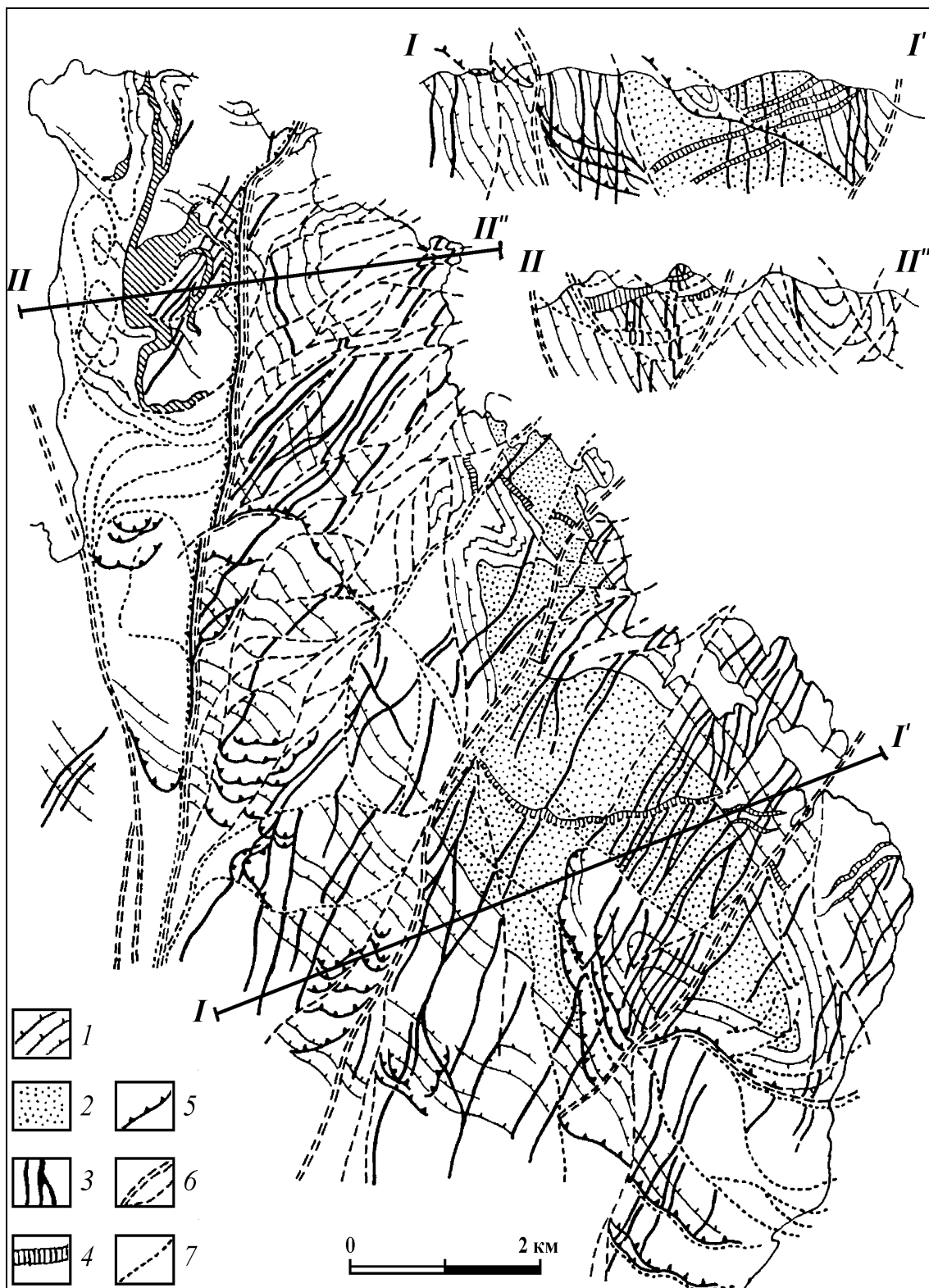


Рис. 2. Схематическая карта разновозрастных структурно-вещественных неоднородностей в комплексе пород архея на побережье Баренцева моря (составил Ю.А. Морозов):

1 – слюдяные и глиноземистые плагиогнейсы и мигматиты по ним; 2 – амфиболовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты по ним; 3 – субвертикальные дайки метадолеритов; 4 – пологие дайки пикрит-долеритов; 5 – поверхности пологих надвигов с высокотемпературными милонитами; 6 – разрывные зоны зеленосланцевого диафтореза и рассланцевания; 7 – зоны наложенного хрупкого дробления.

Таблица. Морфологические и генетические типы структурно-вещественных неоднородностей, последовательность и кинематические условия их формирования в комплексе архейского фундамента

Этап	Стадия	Компрессионные	Декомпрессионные	Геохронологическая датировка, млн лет
Ar	1	Складки F ₁ + повсеместно проникающая сланцеватость и полосчатость ОП	Дайки метабазитов (β_1)	
	2	Зоны сдвиговых нарушений субпараллельно доминирующей расслоенности (S ₀ + S ₁)	Мигматитовая полосчатость, объемная P1-гранитизация, приразрывные зоны агматитов, заполненные P1-гранитным материалом	2752 ± 13 (Бибикова и др., 1993)
	3	Складки F ₂ + дискретная сланцеватость ОП	Тела M1-P1 пегматитов вдоль ОП складок F ₂	2594 ± 16 (Каулина, 2001)
	4	Пологие надвиги (с севера на юг, с левосдвиговой компонентой) и зоны тектонитов уровня амфиболитовой фации	Системы субгоризонтальных кулисных жил Musk-Tuqm-P1 пегматитов, локализованных в зонах пологих надвигов	2520 ± 70 (Кудряшов, Гавриленко, 2000)
Pt ₁	5	Левосторонний региональный сдвиг в полосе между линией Карпинского и Порьяташским разломом	Субвертикальные дайки метадолеритов нескольких разновидностей северо-восточного и субмеридионального простирания (β_2)	2453 ± 42 (Balashov et al., 1993)
	6	Пологие надвиги (шарьяжи?) с юга на север с левосдвиговой компонентой	Пологие дайки пикрит-долеритов (β_3), образующих "левые" кулисы	2200 ± 340 (Fedotov, Amelin, 1992)
	7	Зоны зеленосланцевого диафтореза и рассланцевания с правыми сдвигами СВ и субмеридионального простирания	Трещины отрыва с кварцевым, хлоритовым и эпидотовым заполнением. Внедрение роя Нясюкских даек СЗ простирания (β_4)	1956 ± 20 (Huhma et al, 1996)
	8	Левый сдвиг вдоль Лицко-Арагубского линеамента и сопряженный правый сдвиг вдоль Порьяташского разлома	Внедрение гранитных интрузий вдоль зоны Лицко-Арагубского линеамента и массивов риолит-дацитов в зоне Порьяташского разлома	1750 (Пушкарев, 1985) 1754 ± 7 (Балашов, Ветрин, 1991)
Pt ₂	9	Хрупкие надвиги с севера на юг и правые сдвиги СВ простирания (вероятно, соответствуют деформациям на п-вах Рыбачий и Средний)	Субвертикальные дайки долеритов СВ простирания. Кварц-галенитовые и барит-кальцитовые жилы и сопутствующая рудная минерализация	600 ± 20 (Беккер и др., 1970) 525 (Федотова, Федотов, 1972)
Pz	10	Каледонские деформации (?)	Дайки долеритов СВ простирания	365 ± 40 (Fedotov, Amelin, 1992)

Примечание. Данные по геохронологическим датировкам разных авторов в основном приведены (за несколькими исключениями) по сводной публикации в монографии: "Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры", 1995.

В пределах кристаллического архейского фундамента самый ранний из распознаваемых этапов эволюции (см. таблицу, стадии 1-4) характеризуется в первую очередь региональным проявлением процессов гранитизации, сопровождавших деформационные преобразования в нескольких последовательных стадиях. На наиболее ранней из них синхронно с прямыми складками первой генерации (F_1) и субпараллельно их осевым поверхностям развивается новая, наложенная на слоистость и доминирующая в обнажениях субвертикальная деформационно-метаморфическая расслоенность (S_1). Она представлена сочетанием повсеместно проникающей сланцеватости, гнейсоватости и метаморфической полосчатости и обычно подчеркнута плагиолейкосомой мигматитов. Субпараллельно этой расслоенности внедряются также наиболее ранние дайки метабазитов (β_1). Близко по времени с этим возникали мощные зоны крутых тектонических нарушений, отмеченных тектонизацией гнейсового субстрата, магматитами и обособлением эшелонированных Р1-гранитных жил, свидетельствующих о регионально проявленной кинематической обстановке левого сдвига. Процессы плагиогранитизации имеют возраст 2752 ± 13 млн лет (*Магматизм...*, 1995).

Последующее образование системы складок второй генерации (F_2), изгибающих в плане и слоистость, и элементы вторичной расслоенности, было синхронно с обособлением вдоль их осевых поверхностей северо-западного простирания жильных пегматитовых тел М1-Р1 состава. Крупные картируемые складки этой стадии обладают отчетливой асимметрией, фиксируются преимущественно вдоль побережья Баренцева моря (рис. 2) и, вероятно, связаны с подвижками по зоне глубинного разлома Колмозеро-Воронье, определяющего в данном районе береговую линию. Южнее и юго-восточнее доминирующее выражение в картируемой структуре постепенно приобретают крупные складки с северо-восточным простиранием осевых поверхностей. На последних стадиях архейского этапа тектогенеза крутое залегание расслоенности толщ мигматитогнейсов было нарушено многоярусной системой пологих надвигов (или малоамплитудных шарьяжей), сформировавших отчетливый фронт, протянувшийся субпараллельно береговой линии на расстоянии от 2-4 до 10-15 км от нее (рис. 2). Перемещение масс по надвигам происходило от разлома Колмозеро-Воронье в юго-западном направлении и сопровождалось левосдвиговой компонентой (рис. 3). Поверхности их сместителей фиксируются зонами высокотемпературной бластомилонитизации (уровня амфиболитовой фации) мощностью в первые метры и отмечены синхронным локализованным обособлением субгоризонтальных тел плагиоклаз-мусковит-турмалиновых пегматитов, обычно образующих левосдвиговые (в плане) кулисы. В целом, на архейском этапе была создана сложная разрывно-складчатая структура с преобладанием северо-западных простираний ее элементов.

Структурный план последующего раннепротерозойского этапа тектогенеза (см. таблицу, стадии 5-8) резко дискордантен по отношению к архейским структурам и имеет преимущественно северо-восточное простирание. Он выражен системами базитовых даек, коагматичных вулканитам печенгского комплекса (β_2), и интенсивно развитыми зонами сдвигового рассланцевания, формировавшимися на фоне зеленосланцевого диафтореза (рис. 2). Вся совокупность базитовых даек по кинематическим условиям внедрения делится на две группы. Дайки более ранней субвертикальной системы метадолеритового состава с возрастом моложе 2453 ± 42 млн лет (*Магматизм...*, 1995) в прибрежной полосе Баренцева моря имеют северо-восточную ориентировку, которая южнее меняется на юг-юго-восточную и субмеридиональную, а к юго-востоку от Печенгской структуры опять приобретают северо-восточное простирание. В совокупности вся система даек в плане образует как бы сигмоидальную форму, соответствующую положению трещин отрыва при регионально проявленном левом сдвиге в полосе между береговой линией (разлом Колмозеро-Воронье) и южным тектоническим ограничением Печенгской структуры (Порьиташский разлом). Дайки более поздней системы (β_3) имеют пикрит-долеритовый состав и возраст 2200 ± 340 млн лет (*Магматизм...*, 1995), они секут дайки предшествующей группы и имеют пологое залегание, образуя в плане отчетливые кулисные ряды. В кинематическом смысле их расположение соответствует условиям пологого надвига с северной вергентностью и с левосдвиговой компонентой и коррелируется с формированием чешуйчато-надвиговых структур в печенгском комплексе.



Рис. 3. Фото одного из разрывных нарушений системы пологих надвигов в гранитогнейсах прибрежной зоны, в 5 км к югу от разлома Колмозеро-Воронье

Зоны зеленосланцевого диафтореза и рассланцевания образуют густоветвистую систему, расчленяющую объем архейских пород на линзовидные в трех измерениях, часто иерархически соподчиненные блоки разного размера. В целом, во всей этой системе на поверхности эрозионного среза отмечается достаточно закономерное чередование конвергентного и дивергентного сопряженного залегания поверхностей сместителей, как это бывает в случае массового развития сопряженных сколовых нарушений (рис. 2, разрез II - II"). Зоны диафтореза наложены на структурно-вещественные неоднородности позднеархейского времени заложения, либо пересекая их, либо наследуя их простирание. Точно также тектонизации и диафторезу подвергаются и дайки базитов "печенгского" времени, которые фрагментируются и смещаются по этим зонам нарушений (рис. 4).

Для крупных протяженных зон рассланцевания северо-восточного простирания, мощность которых достигает порой десятков метров, в субгоризонтальном эрозионном срезе устанавливаются устойчиво праводвиговые смещения с амплитудой около километра, а для оперяющих их восток-северо-восточных или субширотных зон, наоборот, характерна левосдвиговая компонента. Это позволяет рассматривать и те, и другие как парагенетически сопряженные по типу синтетических и антитетических сдвигов Риделя в едином деформируемом объеме. Следует отметить заметное уменьшение количества таких зон зеленосланцевого диафтореза и их все более дискретное развитие по мере удаления в южном направлении от берегового глубинного разлома. В зоне, прилегающей к границе Печенгской впадины, они уже весьма редки и имеют мощности в первые сантиметры и десятки сантиметров. События позднепротерозойского этапа (см. таблицу, стадия 9), в полном объеме проявленные в гиперборейском комплексе рифея на полуостровах Рыбачий и Средний (Зайцев и др., 2001), находят заметный отклик и на достаточно обширной части геопространства. В породах кольской серии они проявлены в виде внедрения даек долеритов с возрастом 600 ± 20 млн лет (Магматизм..., 1995) и ремобилизации зон зеленосланцевого диафтореза в условиях правого сдвига. При этом текстуры тектонитов, образованных на предшествующем этапе при левосдвиговых смещениях, деформировались в асимметричные "Z"-складки, а внутри самих разрывных зон или в их бортах происходили низкотемпературные гидротермальные изменения пород. С последними связано формирование кулисных систем кварцевых и кварц-кальцит-баритовых жил с пирит-галенит-сфалеритовой минерализацией и оруденением, которые проявлены лишь в узкой прибрежной полосе шириной в первые километры (Казанский и др., 1999). К этой же стадии следует, на наш взгляд, относить образование хрупких пологих надвигов с южной направленностью перемещений, скомбинированных с праводвиговой компонентой. Они довольно часто наследуют поверхности сместителей пологих надвигов предшествующих стадий (см. таблицу, стадии 6 и 7) и устанавливаются преимущественно в северной части геопространства (рис. 2), имея те же кинематические характеристики, что и системы надвигов в зоне и в бортах глубинного разлома Тролльфиорд-Камальгев, разделяющего полуострова Рыбачий и Средний. Последнее обстоятельство, а также факт однотипной для тех и других систем надвигов рудной свинцово-цинковой минерализации, позволяют синхронизировать во времени развитие этих структур, формировавшихся, вероятно, в единой геодинамической обстановке.

Палеозойский этап и деформации каледонского времени (см. таблицу, стадия 10) выделяется достаточно условно только на основании факта внедрения в прибрежной полосе даек неизмененных долеритов, преимущественно северо-восточного простирания с возрастом 365 ± 40 млн лет (Магматизм..., 1995). Возможно, что часть хрупких нарушений, отнесенных к стадии 9, на самом деле связана с деформациями последней, десятой стадии.

Практически все стадии раннепротерозойского этапа (см. таблицу) отчетливо проявлены и в пределах печенгского вулканогенно-осадочного комплекса, только с несколько иными кинематическими характеристиками структур, что обусловлено, на наш взгляд, их пространственными и генетическими связями с южным ограничением геопространства – Порьиташским разломом. Во-первых, сама впадина, заполненная вулканогенно-осадочным материалом, может рассматриваться как структура пулл-апарта, сформированная вдоль глубинного разлома в условиях левосдвиговой трансенсии (Морозов, Смольская, 1999) одновременно с левосдвиговой сигмоидой роя даек комагматичных метадолеритов (β_2) в пределах

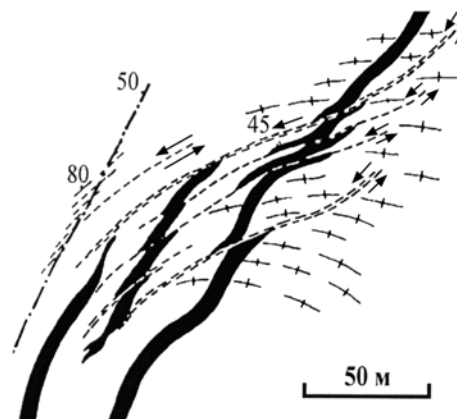


Рис. 4. Системы зон зеленосланцевого диафтореза и рассланцевания (пунктир), наложенные на дайки метабазитов "печенгского" возраста (черное) и вмещающие их гранитоиднейсы архея (бергштрихи).

Цифры показывают углы погружения плоскостных и линейных элементов.

архейского фундамента (см. таблицу, стадия 5). Во вторых, несомненно общим событием и для комплекса впадины, и для пород кристаллического фундамента является формирование системы пологих надвигов с северной направленностью перемещения пластин и с левосдвиговой компонентой. Поверхности сместителей этих тектонических пластин чаще всего совпадают с малокомпетентными осадочными горизонтами разреза печенгского комплекса (лучломпольская, ждановская и др. свиты). Следствием этого явились не только тектонизация пород этих осадочных свит, но и проявление элементов тектонического сдвигания разреза около крупнейших полукольцевых разрывных нарушений типа Лучломпольского, Кувернийокского, Ждановского разломов. Наглядным примером тектонического чередования пород является двукратное появление в разрезе сланцев-тектонитов продуктивной толщи и сопряженных с ними вулканитов и магматических тел на участке Кучин-тундра (рис. 5). Отчетливо кулисно-эшелонированное расположение рудогенерирующих тел ультрабазитов среди тектонитов продуктивной толщи указывает и на проявление левосдвиговой компоненты при формировании надвиговых чешуй. Сходный кулисно-эшелонированный порядок в расположении тел пикрит-долеритов среди гранитогнейсов архейского фундамента побережья и одинаковая

направленность перемещения пластин с юга на север позволяют предполагать единые для них и для пластин печенгского комплекса геодинамические условия формирования и связывать их возникновение с активностью зоны Порьяташского разлома. В-третьих, объемно проявленный в пределах всего геопроостранства правый сдвиг на стадии 8 (см. таблицу) в зоне Порьяташского разлома отмечен правокулисным расположением системы тел риолит-дацитов с возрастом 1754 ± 7 млн лет (Магматизм..., 1995), а в зоне парагенетически сопряженного с ним (как синтетические и антитетические сдвиги Риделя) левосдвигового Лицко-Арагубского линеамента – цепочкой тел гранитоидов с близкими возрастными датировками.

Важнейшие из вышеописанных стадий структурной эволюции геопроостранства, и их основные кинематические характеристики схематично представлены на рис. 6.

3. Неоднородность проявления термально-метаморфических событий

Ключевую роль в формировании структурно-вещественных неоднородностей, помимо деформаций, несомненно, играла и неравномерность проявления метаморфических преобразований в коре, чему также было уделено немалое внимание в наших исследованиях, проведенных как в пределах самой Печенгской впадины, так и в ее кристаллическом фундаменте.

Пространственно-временные особенности проявления метаморфизма в архейском фундаменте рассмотрены на примере туломского и урского комплексов кольской серии в прибрежной части геопроостранства Кольской СГ-3, а также по разрезу скважины.

В районе Немецкой бухты Баренцева моря были исследованы архейские гранатсодержащие биотитовые и амфиболовые гнейсы и амфиболиты туломского комплекса. Было установлено, что зональность гранатов в биотитовых гнейсах изменяется только по содержанию Fe и Mg; содержание Ca в них практически постоянно. Особых признаков четкой ростовой зональности в зернах граната обнаружено не было, но, возможно, это связано с наличием в них включений биотита, на контакте с которыми происходили обменные реакции при понижении температуры. Гранат-биотитовая термометрия крупных зерен граната с Vt включениями показала в целом проградный тренд формирования граната ($530-590^\circ\text{C}$).

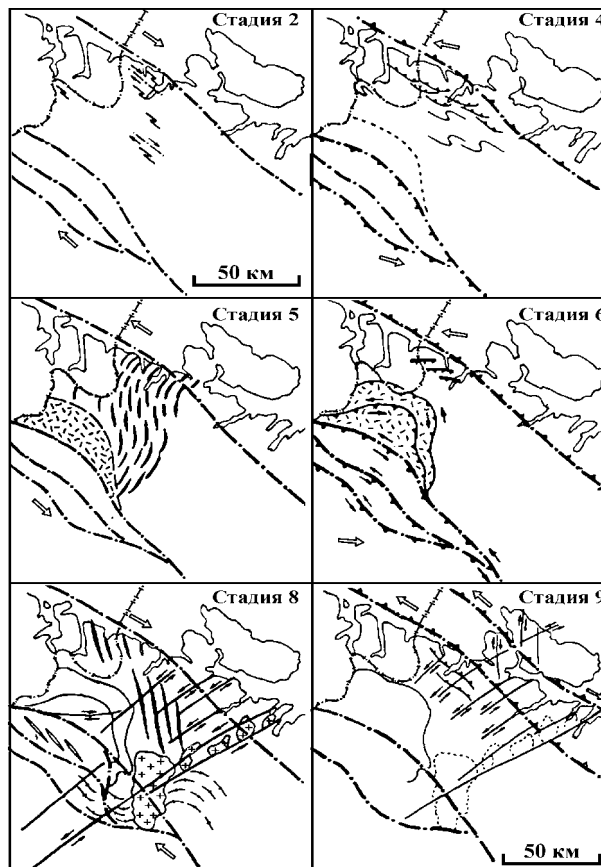


Рис. 6. Важнейшие кинематические стадии структурной эволюции геопроостранства СГ-3 (соответствуют отдельным стадиям таблицы)

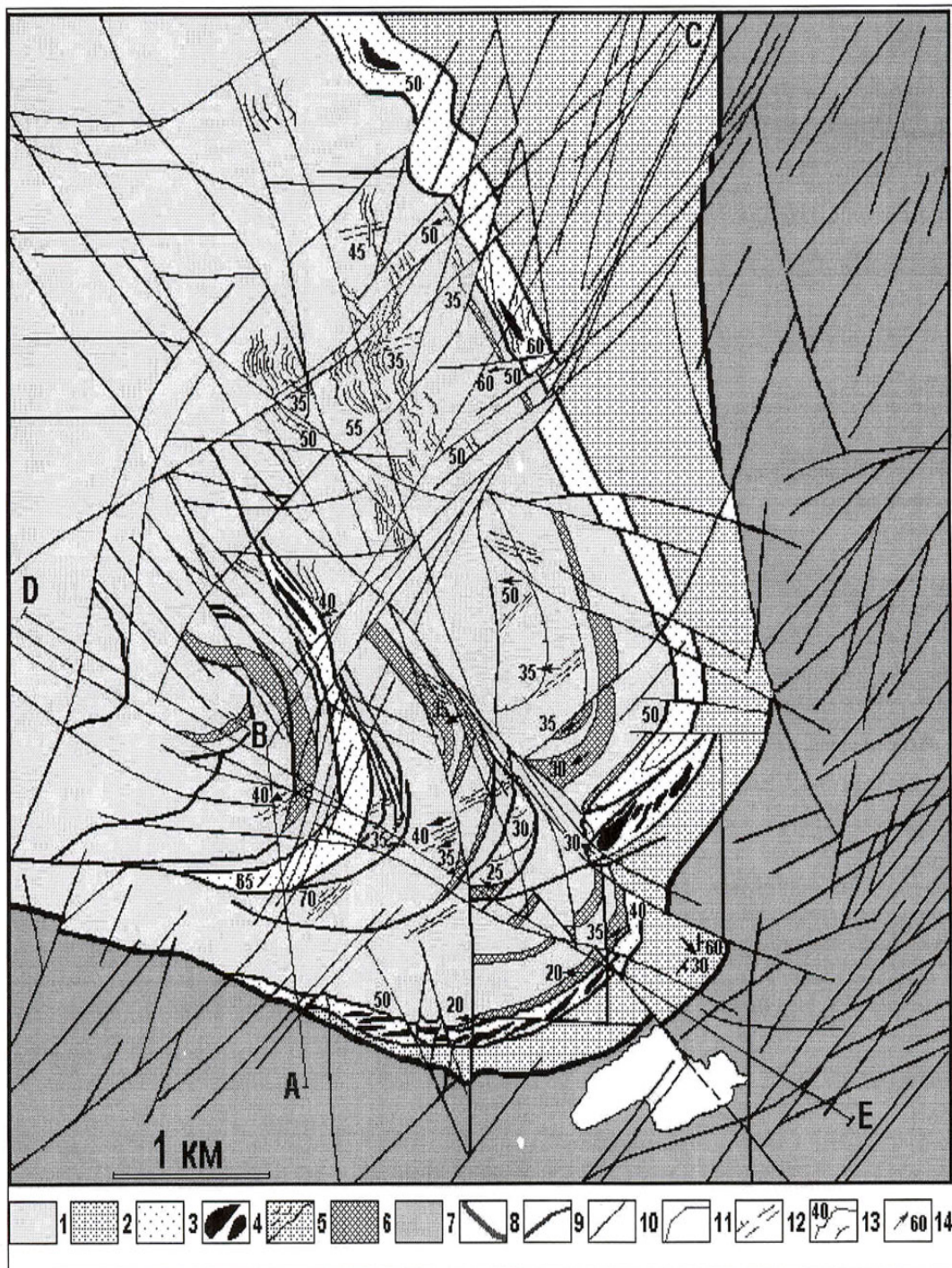


Рис. 5. Структурно-геологическая карта участка "Кучин-тундра" (составил Ю.А. Морозов):

1-6 – печенгский комплекс раннего протерозоя: 1 – мелкозернистые метавулканы свиты матерт (пикриты и плагиопикриты), 2 – полнокристаллические порфиroidные плагиопироксениты свиты матерт; 3-4 – ждановская свита: 3 – кварц-углерод-слюдистые сланцы и метапелиты, 4 – габбро-пироксениты и пикритовые диабазы; 5 – габбро-амфиболиты и габбро-пегматиты; 6 – метавулканы заполярнинской свиты; 7 – поля выходов гранитогнейсов архейского фундамента; 8 – условный контакт между комплексами раннего протерозоя и архея; 9 – пологие и наклонные тектонические контакты (границы надвигов и шарьяжных пластин); 10 – секущие разрывные нарушения; 11 – геологические границы и контакты, 12 – зоны наложенного расщепления; 13 – доминирующая расслоенность толщ (S_0 и $S_0 + S_1$); 14 – линейность.

В амфиболовых гнейсах туломского комплекса (вероятно, аподиоритовых) марганцовистый гранат самый ранний; за счет клинопироксена образуется светло-голубой амфибол, который затем обрастает голубой каймой высокоглиноземистого. В амфиболах при переходе от центра зерна к кайме возрастает содержание Al и понижается магнезиальность, что указывает на проградный характер метаморфизма: если амфибол 1 сформировался при $T = 450-500^{\circ}\text{C}$, то амфибол 2 – при $550-600^{\circ}\text{C}$. В этих породах также присутствует более поздняя сине-зеленая роговая обманка, сформировавшаяся уже на ретроградном этапе метаморфизма.

Кроме того, в рассматриваемом комплексе присутствуют сильно смятые в складки полосчатые железистые кварциты. Первичная обогащенность этих пород железом имеет, возможно, осадочную природу, а дальнейшие их преобразования (до эвлизитов) обусловлены метаморфическими и метасоматическими процессами (Фонарев и др., 1991).

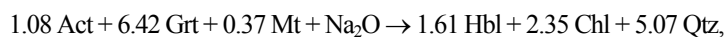
Все породы сильно и очень неравномерно гранитизированы, что связано с их различной проницаемостью и большой неоднородностью по плотности. Мигматизация представлена прожилками лейкократового и гранитного материала и пронизывает весь объем пород. К участкам интенсивной мигматизации часто приурочены линзы кварц-гранат-амфиболовых пород, которые образуют полосы (длиной до 100 м), тянущиеся вдоль слоистости гнейсов. В линзах выделяется четкая метасоматическая зональность с преобладанием зон, содержащих в центральных частях линз крупные зерна граната и кварца. Линзы могут отражать как первичную расслоенность горных пород, так и последующее метасоматическое перераспределение материала, что наиболее вероятно.

Наиболее детально были исследованы кварц-гранат-амфиболовые породы, секущие железистые кварциты, расположенные в биотитовых гнейсах. На рис. 7 в крупном зерне граната на контакте с амфиболовыми прожилками наблюдаются каймы другого по составу граната шириной до 50 мкм, на границе с хлоритовыми прожилками ширина этих кайм значительно меньше (или они совсем отсутствуют).

Гранат имеет первичную зональность и вторичную микрозональность во фрагментах. Первичная зональность может быть воссоздана по центральным неизменным частям фрагментов порфириобласта граната, не подвергшихся преобразованиям при амфиболизации. Магнезиальность и содержание Mn в них практически постоянны, но все же центральная часть крупного зерна граната слегка более кальциевая и менее глиноземистая, чем края (рис. 8а).

Зональность гранатов интересна своим постоянством содержания Ca и резким изменением – Mn. В большом зерне граната к краям количество Mn уменьшается, а во фрагментах – резко возрастает до 5 вес.%. На границе с хлоритовым прожилком диффузионная кайма во фрагменте граната значительно меньше. Это обусловлено более медленными скоростями диффузии компонентов на более низкотемпературном этапе формирования хлорита (по сравнению с амфиболом). Обогащение краевых зон фрагментов марганцем (рис. 8б), вероятно, связано с тем, что при резорбции граната во время амфиболизации породы роговая обманка формируется по гранату, и марганец, который охотнее перераспределяется в гранат, диффундирует в краевые зоны. Подобное поглощение граната с увеличением содержания Mn к краю зерна при формировании биотита было описано Т. Икеда (Ikeda, 1991), и аналогичный характер диффузии Mn отмечен П. Бетюне с соавторами (Bethune et al., 1975).

Ранний амфибол (тремолит-актинолит) начал расти, возможно, еще на проградном этапе метаморфизма (рис. 9). Первичный состав граната, сохранившийся в неизменных центрах фрагментов, свидетельствует о том, что его рост происходил, вероятно, на пике метаморфизма ($650-680^{\circ}\text{C}$). Далее, в процессе гранитизации при повышении $P_{\text{H}_2\text{O}}$ начинается замещение граната амфиболом по трещинам согласно реакции



где Grt – гранат, Hbl – роговая обманка, Chl – хлорит, Act – актинолит, Mt – магнетит, Qtz – кварц.

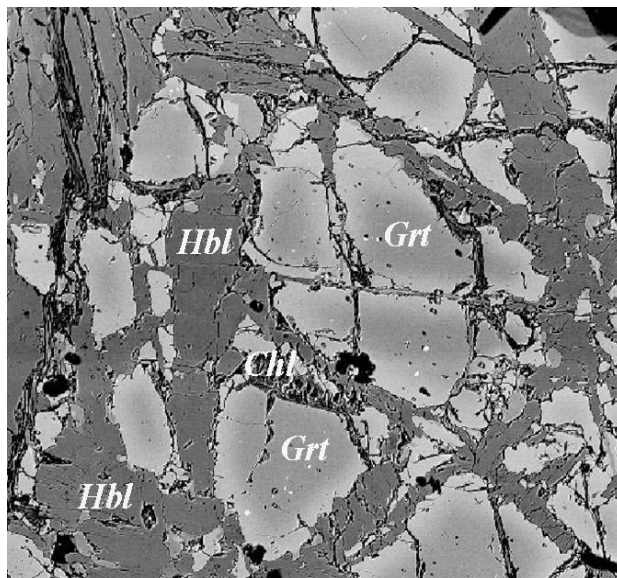


Рис. 7. Фото в отраженных электронах фрагментов первичного граната среди амфиболовых и хлоритовых прожилков; хорошо видны каймы вторичного граната во фрагментах.

Символы минералов: Grt – гранат, Hbl – роговая обманка, Chl – хлорит.

Рис. 8. Зональность граната из амфиболита туломского комплекса: а – первичная зональность граната, полученная по неизменным центрам фрагментов; б – вторичное изменение состава граната от центров фрагментов к краям на их контакте с Chl и Hbl прожилками.

Обозначения: f.u. – формульные единицы; Mg# – $Mg/(Mg + Fe)$, Grt, Hbl, Chl – символы минералов (см. рис. 7).

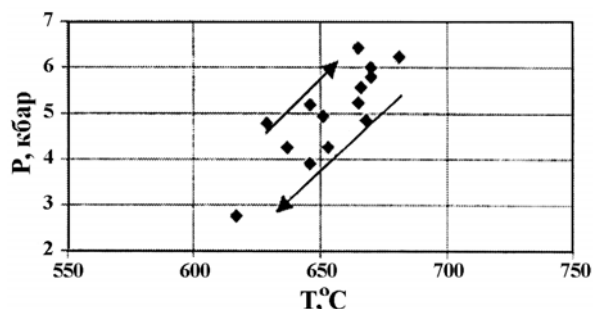
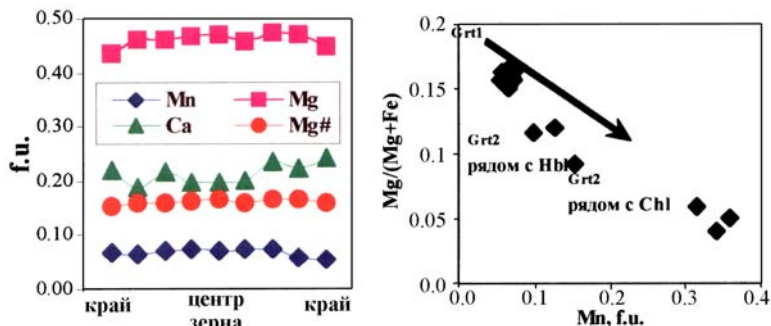


Рис. 9. P-T параметры проградного (верхняя стрелка) и ретроградного (нижняя стрелка) циклов метаморфизма пород туломского комплекса

В пределах одного прожилка роговой обманки зональности обнаружено не было, но в целом состав амфиболов меняется: в центральных частях большого зерна граната они более глиноземистые и, следовательно, были образованы при более высокой температуре, а в краевых частях – менее. По результатам амфибол-гранатовой термометрии от центра крупного зерна граната к периферии наблюдается снижение температуры его формирования от 690° до 630° С.

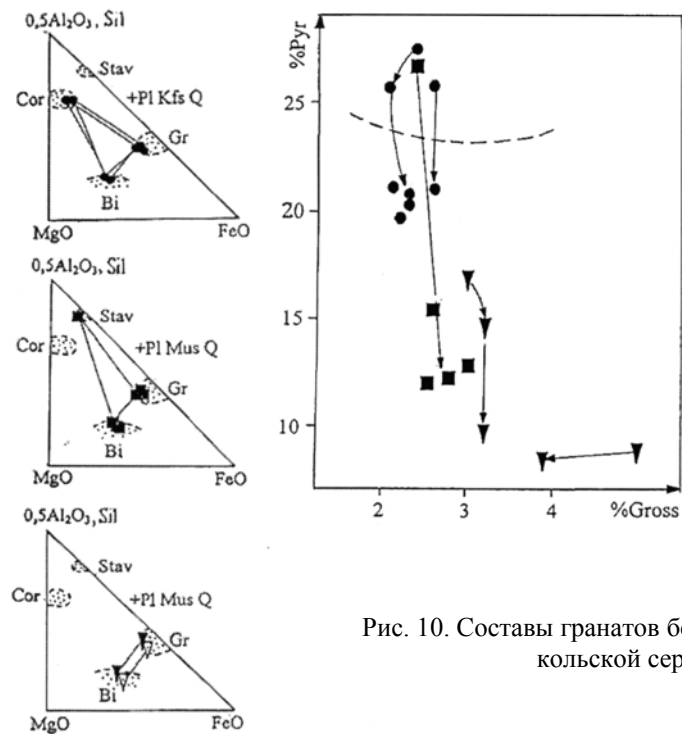
вторичного граната (в каймах фрагментов) с понижением его магнезиальности от 0.1 до 0.02.

При последующем снижении температуры вместо роговой обманки внутри граната стал развиваться хлорит. На ретроградный характер преобразований указывает зональность

Таким образом, детальное микрозондовое исследование зональности гранатов, биотитов и амфиболов позволило выявить все этапы (проградный, ретроградный и пиковый) цикла метаморфизма пород туломского комплекса в условиях амфиболитовой-эпидот-амфиболитовой фаций (рис. 9).

При последующем снижении температуры вместо роговой обманки внутри граната стал развиваться хлорит. На ретроградный характер преобразований указывает зональность

В глиноземистых гнейсах урского комплекса кольской серии обнаружены реликты более высокотемпературного метаморфизма. Ядра гранатов и кордиеритовых, и ставролитовых гнейсов урского комплекса содержат 25-28 % пироба. Эти составы попадают в поле гранулитовой фации (рис. 10).



Квадраты – ставролитовые гнейсы, кружки – кордиеритовые гнейсы, треугольники – гнейсы толщи IX архея СГ-3 (приведены соответствующие этим породам диаграммы состав-парагенезис). Стрелками показано изменение составов зерен от ядра к краям, пунктиром оконтурено поле гранулитовой фации (Беляев и др., 1977). Символы минералов: Gr – гранат, Pyg – пироп, Gross – гроссуляр, Stav – ставролит, Cor – кордиерит, Bi – биотит, Mus – мусковит, Kfs – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Q – кварц.

Рис. 10. Составы гранатов бедных кальцием пород урского комплекса кольской серии и толщи IX архея СГ-3.

На $P-T$ диаграмме (рис. 11) видно, что максимальная температура метаморфизма, определенная по ядрам зерен граната и биотита, превышает 700°C не только в кордиеритовых, но и в ставролитовых гнейсах. Не остается сомнений в том, что ставролит, верхний предел устойчивости которого едва превышает 600°C , в данном случае образовался на ретроградном этапе метаморфизма.

Внешние зоны гранатов образуют регрессивную тенденцию, проходя весь спектр температур метаморфизма – от 740 до 520°C . Сходные составы и $P-T$ эволюцию обнаруживают гранаты из ядра толщи IX СГ-3. Несмотря на малое количество образцов из скважины, авторы, тем не менее, представляют результаты их изучения, так как уникальность ядра СГ-3 обязывает к всестороннему осмыслению даже единичных анализов.

Выявлены некоторые общие признаки, объединяющие гранаты из ставролитсодержащих пород урского комплекса и толщи IX архея СГ-3: близкие составы гранатов (см. рис. 10) и близость регрессивных трендов сравниваемых пород (рис. 11). Ни в коей мере не считая это сходство достаточным для суждения о гомологичности пород кольской серии и архейской части разреза СГ-3, авторы отмечают в данном случае соответствие такого факта представлениям Н.Е. Козлова с соавторами (Козлов и др., 2002).

Метаморфизм пород печенгского комплекса нарастает к контакту протерозоя с археем как по латерали, так и по вертикали (Дук, 1977; Казанский и др., 1985; Кольская сверхглубокая, 1984; Магматизм..., 1995). Детальные исследования показывают, что протерозойский палеогеотермический градиент в стволе Кольской СГ-3 резко неоднороден (Казанский и др., 1985) и заметно отличается от градиента протерозойской латеральной метаморфической зональности. В протерозойском разрезе скважины он составляет в среднем $30-40$ град/км, однако при этом дважды отмечено его локальное возрастание до $70-80$ град/км: на глубинах 4.5 км в зоне Лучломпольского разлома и 6.8 км в зоне контакта протерозойского комплекса с археем (рис. 12).

Возрастание геотермического градиента у разломов было впервые отмечено В.И. Казанским с соавторами (Казанский и др., 1985) и здесь лишь детализировано.

В зоне Лучломпольского разлома, которая понимается здесь как интервал проявлений тектонических деформаций, охватывающий не только лучломпольскую, но и низы заполяринской и верхи пирттиярвинской свит, минеральные ассоциации зеленосланцевой фации замещаются ассоциациями эпидот-амфиболитовой фации: по актинолиту развивается глиноземистая роговая обманка (Кольская сверхглубокая, 1984; Магматические..., 1986; Глаголев и др., 1987), а по альбиту – мелкозернистый агрегат олигоклазовых зерен. Сланцеватость, повсеместно

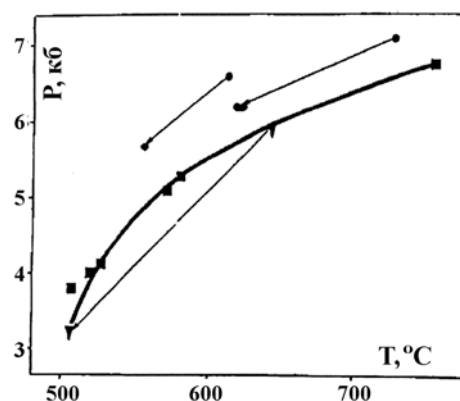


Рис. 11. $P-T$ эволюция гнейсов урского комплекса и толщи IX архейской части разреза СГ-3.

Условные обозначения те же, что и к рис. 10

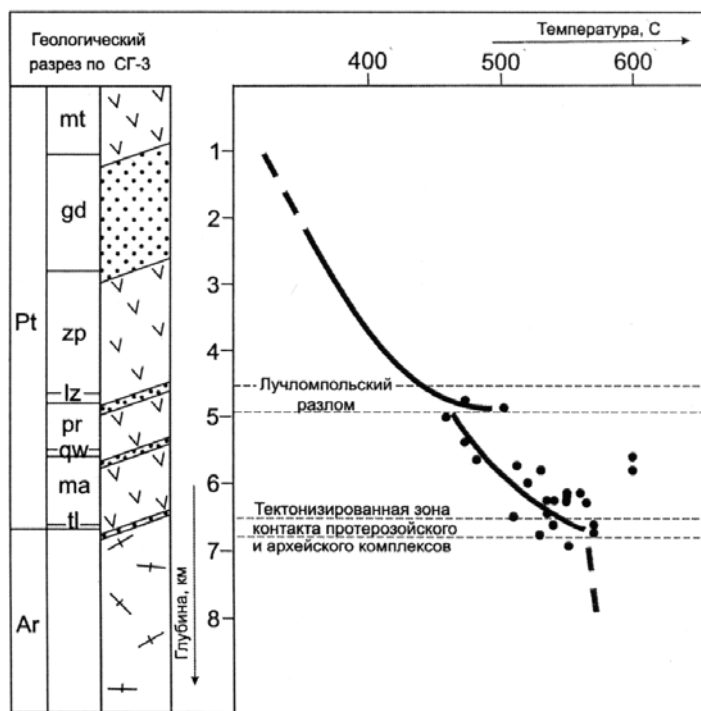


Рис. 12. Изменение температуры метаморфизма по разрезу СГ-3. Устойчивость минеральных парагенезисов метабазитов низкотемпературных фаций и температуры амфибол-плагноклазовых равновесий среднетемпературных фаций оценены по (Кольская сверхглубокая, 1984; Казанский и др., 1985; Магматические..., 1986; Глаголев и др., 1987), а по альбиту – мелкозернистый агрегат олигоклазовых зерен. Сланцеватость, повсеместно

Температуры амфибол-плагноклазовых равновесий обозначены точками

развитая в зоне Лучломпольского разлома, ниже по разрезу СГ-3 ослабевает, локализуясь в маломощных зонах тектонизации, и вновь усиливается ниже глубины 6.2 км (*Кольская сверхглубокая*, 1984; *Казанский и др.*, 1985). С удалением вниз от Лучломпольского разлома снижается температура метаморфизма: в метавулканитах подошвы пиртитярвинской и кровли маярвинской свит преобладает альбит вместо олигоклаза. Ниже по стволу скважины и до контакта протерозойского комплекса с археем температура метаморфизма вулканитов маярвинской свиты резко возрастает: если кровля свиты метаморфизована в условиях, переходных от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации, то подошва свиты метаморфизована в амфиболитовой фации (*Кольская сверхглубокая*, 1984; *Магматические...*, 1986), причем в ста метрах от зоны контакта появляются первые признаки начинающейся мигматизации – дифференциация породы на мелано- и лейкосому в сочетании с обильной биотитизацией.

В целом линия, отражающая распределение максимальной температуры метаморфизма в протерозойской части разреза СГ-3, имеет прерывисто-ветвистый характер (см. рис. 12) и составлена из двух фрагментов по количеству тектонических зон. Возрастание в протерозойской части разреза СГ-3 протерозойского геотермического градиента вблизи разломов было впервые отмечено В.И. Казанским с соавторами и объяснялось "экранирующим действием разломов" (*Казанский и др.*, 1985). Обе тектонические зоны: Лучломпольский разлом и контакт протерозоя с археем – отмечены не только blastokataklazом, рассланцеванием, но и обильным наложенным биотитом, и, по литературным данным (*Икорский и др.*, 1994), аномально высоким соотношением изотопов гелия He^3/He^4 . Обе зоны трассируют глубинные флюидные потоки, обеспечивающие повышение здесь температуры метаморфизма и метасоматоз (*Кременецкий, Овчинников*, 1983).

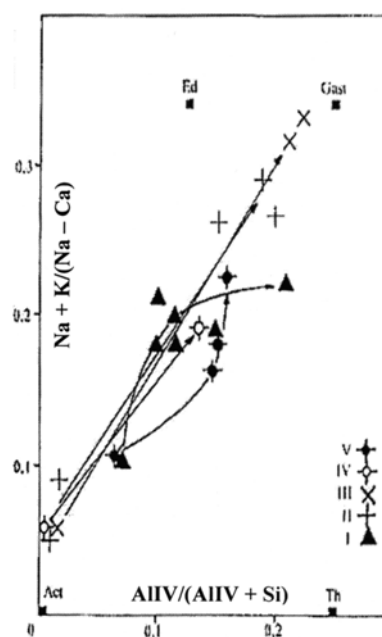
Непростая картина неравномерности протерозойских метаморфических преобразований фиксируется и на поверхности. Латеральная метаморфическая зональность осложнена многочисленными локальными неоднородностями. Спорадически, в связи с зонами blastokataklaza и рассланцевания, появляются более высокотемпературные ассоциации. Например, близ северного контакта печенгского комплекса с архейским фундаментом температура метаморфизма в недеформированном диабазе маярвинской свиты составляет 460°C, в рассланцованном диабазе – 530°C. При рассланцевании появляются и первые признаки мигматизации – тонкие лейкократовые прожилки и наложенный биотит. Мощность рассланцованных пород в подошве массивных диабазов составляет первые метры, проградные изменения сопряжены исключительно с деформацией породы на контакте протерозойского и архейского комплексов. Сравнение с теми же диабазы в стволе СГ-3 показывает, что с погружением зоны контакта протерозойского и архейского комплексов на юг возрастают мощность рассланцованных пород, температура метаморфизма и интенсивность гранитизации.

Проградный метаморфизм протерозойского возраста проявлен и в обрамлении Печенгской структуры, локализуясь как в тектонизированных протерозойских дайках, так и в поздних тектонитах по архейским породам. Для амфиболов из таких blastokataklazитов характерны широкое ядро и узкая посткатаклатическая кайма, повторяющая обломочные контуры зерна. Тренды изменения составов амфиболов от ядра к краям зерен приведены на рис. 13.

Рис. 13. Эволюция составов амфиболов из пород, затронутых деформациями и (или) метаморфизмом раннепротерозойского этапа:

- I – архейский амфиболит;
- II-III – протерозойские дайки в архейском фундаменте (II – ранние, III – поздние);
- IV-V – диабазы маярвинской свиты печенгского комплекса (IV – недеформированный, V – рассланцованный).

Стрелками показано изменение состава зерен от ядра к краям. Римскими цифрами обозначено координационное число алюминия в структуре амфибола



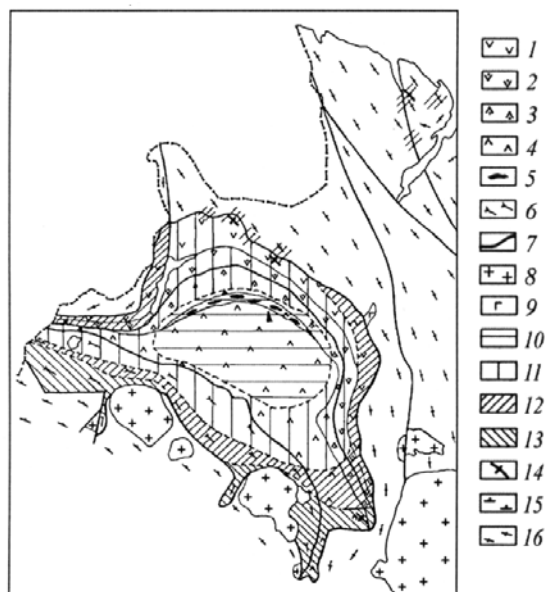


Рис. 14. Зональность метаморфизма протерозойского возраста Печенгской структуры и ее северного обрамления.

Составлена на основе карты (Магматизм..., 1995):

- 1-6 печенгский комплекс, нижний протерозой:
- 1-4 первая, вторая, третья и четвертая вулканогенно-осадочные толщи соответственно,
- 5 – продуктивные никеленосные габбро-верлиты,
- 6 – вулканогенно-осадочные породы Южной зоны;
- 7 – главные тектонические нарушения;
- 8 – гранитоиды купольных структур;
- 9 – габбро-нориты г. Генеральской;
- 10-14 – метаморфические зоны:
- 10 – прениит-пумпелиитовая,
- 11 – зеленосланцевая,
- 12 – эпидот-амфиболитовая,
- 13 – амфиболитовая,
- 14 – проявления гранитизации, связанной с протерозойским метаморфизмом;
- 15 – тундровая серия (нижний протерозой – верхний архей);
- 16 – кольская серия (архей).

Здесь представлен широкий спектр как архейских, так и протерозойских пород из зон тектонизации. При перекристаллизации амфиболы обнаруживают отчетливую проградную тенденцию: уменьшается содержание кальция и кремния, возрастает количество тетраэдрического и октаэдрического алюминия и щелочей. В этот же тренд вписываются и описанные выше внутripеченгские диабазы – проградный процесс одинаков для тектонитов как внутри Печенгской структуры, так и в ее обрамлении. Локальное повышение температуры метаморфизма в тектонитах – явление для печенгского комплекса столь обычное, что его можно назвать закономерным, во многом определяющим метаморфическую зональность протерозойского возраста. Например, самую высокотемпературную амфиболитовую зону удалось выделить лишь по большей интенсивности тех же высокотемпературных преобразований, которые локально проявляются еще в тектонитах зеленосланцевой зоны (Петров, Волошина, 1989; Магматизм..., 1995).

Общая картина зональности метаморфизма Печенгской структуры имеет ряд характерных особенностей (рис. 14): широкое, ареальное распространение низкотемпературных зон – прениит-пумпелиитовой и зеленосланцевой; наличие в низкотемпературных зонах локальных более высокотемпературных пятен в тектонизированных породах; локализация более высокотемпературных зон – эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой – в узких концентрических полосах вдоль тектонизированного контакта с археем и в тектонитах внутри архейского фундамента; симметрия в расположении этих высокотемпературных зон относительно северо-северо-восточной оси структуры.

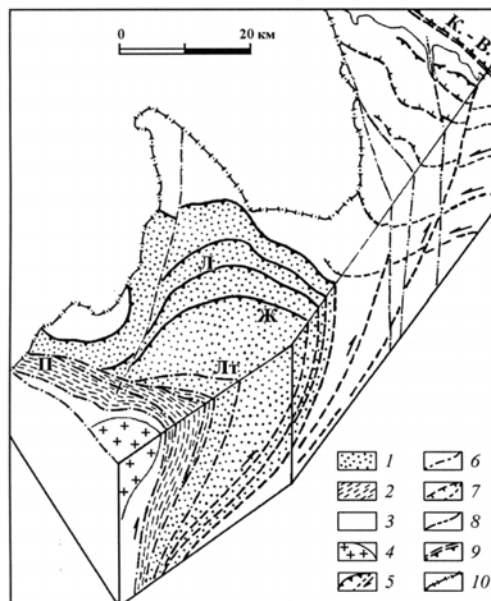
Все существующие модели формирования метаморфической зональности печенгского комплекса так или иначе учитывают локализацию высокотемпературных зон вдоль контакта с археем, объясняя ее эффектом цоколя (Дук, 1977) или сочетанием эффекта цоколя с активизацией фундамента и фактором тектогенеза (Магматизм..., 1995). Симметрия метаморфической зональности относительно ССВ оси Печенгской структуры объясняется развитием ее как структуры пулл-апарта, формировавшейся в условиях левосдвиговой трансформации, чему есть определенные кинематические свидетельства (Морозов, Солин, 1997). Как известно, развитие таких крупных бассейнов растяжения может приводить к заметному утончению коры и, как следствие, к общему подъему концентрических изотерм. С другой стороны, мощный вулканогенно-осадочный комплекс чехла мог создавать экранирующий эффект поступающему снизу теплу, что должно было привести к сгущению изоград у подошвы чехла и повышенному метаморфизму пород в субграницной зоне чехла-фундамент (Морозов и др., 1998). Наши данные указывают и на то, что кроме вышеперечисленных факторов, важную роль играли повышенная проницаемость для тепла и флюидов тектонически ослабленных зон и проградный метаморфизм в тектонитах.

Степень метаморфизма нарастает с глубиной и к югу, при приближении к Порьиташскому глубинному разлому, ограничивающему с юго-запада Печенгскую структуру, где, вероятно, находился очаг протерозойской гранитизации и источник поступления флюидов. Об этом свидетельствует обилие протерозойских гранитоидных массивов около зоны разлома и значительные объемы малоплотного материала (гранитоидного) на геофизических профилях (Сейсмологическая модель..., 1997). Весьма показателен и факт нарастания в том же направлении мощности зоны гранитизации вулканитов печенгского комплекса вдоль контакта чехла и фундамента. Корневая связь тектонизированной зоны контакта, так же, как и зоны Лучломпольского разлома, с этим глубинным очагом гранитизации позволяет

рассматривать разломы не просто как зоны динамометаморфизма, но и как высокопроницаемые подводящие каналы для тепла и флюидов, вокруг которых происходят более глубокие изменения пород.

Рис. 15. Упрощенная блок-диаграмма части геопространства СГ-3, отражающая новую геодинамическую модель эволюции региона:

- 1 – печенгский комплекс раннего протерозоя;
 - 2 – комплекс пород Южно-Печенгской зоны;
 - 3 – комплекс пород архейского фундамента;
 - 4 – толщи архея и гранитоиды блока Инари;
 - 5 – тектонизированные контакты и тектонические границы;
 - 6 – разрывные нарушения зоны Порьиташского разлома;
 - 7 – тектонические нарушения архейского времени заложения;
 - 8 – прочие разрывные нарушения;
 - 9 – зона глубинного разлома Колмозеро-Воронье;
 - 10 – государственная граница.
- Буквами обозначены разломы: П – Порьиташский, Лг – Луотнинский, Ж – Ждановский, Л – Лучломпольский, К-В – Колмозеро-Воронье.



4. Новая геодинамическая модель строения геопространства

Все вышеприведенные данные, на наш взгляд, свидетельствуют о том, что важнейшие особенности глубинного строения геопространства Кольской сверхглубокой скважины в значительной мере определяются пространственным распределением различного рода разномасштабных и разновозрастных структурно-вещественных неоднородностей, составляющих гетерогенный и полидеформационный структурный "каркас" рассматриваемого объема земной коры. В целом этот "каркас" является следствием явно неоднородного проявления деформационных, термально-метаморфических и магматических процессов и отражает креативную роль двух важнейших структурогенерирующих источников в объеме геопространства – глубинных разломов Колмозеро-Воронье и Порьиташского. Получается, что с их тектонической активностью, с длительным полиэтапным характером развития связывается формирование многих генераций и систем различного рода структурно-вещественных неоднородностей, формирующихся в зонах их динамического влияния. При этом системы неоднородностей, сопряженные с разломом Колмозеро-Воронье (надвиговые чешуи, складки, пегматитовые жильные тела), обладают отчетливой южной вергентностью, а структуры, связанные с воздействием Порьиташского разлома, наоборот, обладают северной вергентностью. В результате интегральная структура геопространства определяется в целом конвергентным характером сочетания и взаимодействия элементов строения (структурно-вещественных неоднородностей), генетически связанных с этими двумя крупнейшими в регионе разломами (рис. 15).

Влияние разлома Колмозеро-Воронье весьма отчетливо устанавливается непосредственно к югу от него в полосе шириной порядка 8-10 км, но отдельные элементы структуры, связанные с ним (например, поверхности пологих надвигов), зафиксированы далеко на юге, в восточном борту Печенгской впадины, неподалеку от интрузивного массива г. Генеральской. В свою очередь, влияние Порьиташского разлома не ограничивается только собственно Печенгской впадиной, где устанавливаются многочисленные поверхности сместителей тектонических пластин, как бы оперяющих сам глубинный разлом и "расчешуивающих" разрез печенгского комплекса, но пологое надвигообразование раннепротерозойского этапа распространяется и на северное кристаллическое обрамление впадины, практически вплоть до побережья. Очевидно, что эти нарушения должны быть наложены и должны смещать системы ранее сформированных (на архейском этапе) пологих сместителей южной вергентности, оперяющих разлом Колмозеро-Воронье. Помимо разрывных нарушений и складчатости пологого залегания, заметную роль в структуризации как объема печенгской впадины, так и ее архейского обрамления играют также дискретно-локализованные крутые и наклонные зоны тектонизации, ориентированные по двум сопряженным направлениям (север-северо-восточное и северо-западное), с которыми связано интенсивное расщепление пород и их локальные повышенные динамометаморфические преобразования. Этими же направлениями определяются ориентировки зон

локализованных складчатых и текстурных преобразований вулканогенно-осадочных пород разреза Печенгской структуры в ее восточном и северо-западном сегментах.

В заключение следует отметить, что представленные в настоящей работе материалы являются первой попыткой обобщения полученных данных о структурно-вещественных неоднородностях, систематизации представлений о стадиях развития деформационно-метаморфических процессов, а также о кинематических обстановках структурообразования на каждой из этих стадий. При этом авторы отчетливо осознают, что на этом процесс обобщения и интерпретации фактических данных не заканчивается, не все стадии эволюции в равной степени надежно обоснованы, представления о кинематике процессов требуют уточнения и развития для разработки наиболее реалистичных и достоверных геодинамических моделей.

Работа выполнена в рамках Проекта 408 МПГК и при поддержке гранта РФФИ 03-05-64487.

Литература

- Bethune P., Laduron D., Bocquet J.** Diffusion processes in resorbed garnets. *Contr. Min. Petr.*, v.50, p.197-204, 1975.
- Huhma H., Smolkin V.F., Hanski E.** Sm-Nd isotope study of the Niyasuk dyke complex in the Northern Pechenga, Kola, Russia. *IGCP Project 336 symposium in Rovaniemi, Finland, August 21-23, Abstracts*, p.57-58, 1996.
- Ikeda T.** Heterogeneous biotite from Ryoke metamorphic rocks in the Yanai district, southwest Japan. *J. Geol. Soc. Jap.*, v.97, N 7, p.537-547, 1991.
- Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волошина З.М.** Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. *М.-Л., Наука*, 88 с., 1977.
- Бибикова Е.В., Ветрин Р.Г., Киризова Т.И., Макаров В.А., Смирнов Ю.П.** Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины. *Доклады РАН*, т.332, № 3, с.360-363, 1993.
- Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладден Дж., Деленицын А.А.** Геохимия и реконструкция состава протолитов фундамента Печенгского палеорифта. *Петрология*, т.11, № 2, с.196-224, 2003.
- Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладден Дж., Деленицын А.А.** Корреляция и петрология пород фундамента Печенгского палеорифта. Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. *Апатиты, Геол. ин-т КНЦ РАН*, т.2, с.208-230, 2002.
- Глаголев А.А., Генкин А.Д., Казанский В.И., Боронихин В.А., Гордиенко Л.П., Красивская И.С., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Носик Л.П., Прохоров К.В.** Изучение эндогенных процессов по материалам сверхглубокого бурения. Эндогенные рудные районы и месторождения. *М.-Л., Наука*, с.144-187, 1987.
- Дук Г.Г.** Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. *М.-Л., Наука*, 104 с., 1977.
- Зайцев В.А., Морозов Ю.А., Шолпо В.Н.** Структурно-кинематический анализ деформаций рифейского комплекса полуостровов Рыбачий и Средний. Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. *Материалы XXXIV тектонического совещания. М., ГЕОС*, т.1, с.235-239, 2001.
- Икорский С.В., Каменский И.Л., Смирнов Ю.П.** Изотопы гелия в разрезе Кольской сверхглубокой скважин. *Докл. РАН*, т.335, № 1, с.84-87, 1994.
- Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А., Глаголев А.А., Кузнецов А.В., Кузнецов Ю.И., Ланёв В.С., Лобанов К.В., Прохоров К.В., Смирнов Ю.П., Старостин В.И.** Соотношение между деформациями, метаморфизмом и петрографическими свойствами пород в Печенгском рудном районе. Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. *М.-Л., Наука*, с.4-47, 1985.
- Казанский В.И., Лобанов К.В., Кузнецов А.В., Савицкий А.В., Морозов Ю.А., Шолпо В.Н., Шаров Н.В.** Гидротермальная полиметаллическая минерализация переходной зоны "суша-море", Печенгский рудный район (Россия). *Геология рудных месторождений*, т.41, № 3, с.195-213, 1999.
- Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Смирнов Ю.П., Колодкина А.В.** Геолого-петрохимические особенности и метаморфизм архейских пород северо-восточного обрамления Печенги как критерий выбора их в качестве гомологов глубинных пород разреза СГ-3. *Вестник МГТУ*, т.5, № 1, с.75-84, 2002.
- Кольская сверхглубокая. Ред. Е.А. Козловский. *М., Недра*, 490 с., 1984.
- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.** Геохимия глубинных пород. *М.-Л., Наука*, 158 с., 1983.
- Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В.** Геохронология зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и его обрамления. *Тезисы докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии, Москва, 15-17 ноября 2000 г., ИГЕМ РАН*, с.196-198, 2000.

- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. *Апатиты, КНЦ РАН*, 256 с., 1995.
- Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской СГС. *Тр. ВСЕГЕИ, Л., Недра*, т.335, 228 с., 1986.
- Морозов Ю.А., Смирнов Ю.П., Шолпо В.Н.** Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. *М., ГЕОС*, т.П, с.42-45, 1998.
- Морозов Ю.А., Смутьская А.И.** Тектонические причины объемной неоднородности метаморфизма в пределах геопространства Кольской сверхглубокой скважины. Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. *Материалы XXXII Тектонического совещания*, т.П, с.12-16, 1999.
- Морозов Ю.А., Сомин М.Л.** Структурные и термические следствия взаимодействия чехла и фундамента в подвижных поясах. Структурные парагенезы и их ансамбли. *Материалы совещания. М., ГЕОС*, с.122-124, 1997.
- Петров В.П., Волошина З.М.** Метаморфизм дайковых пород северного обрамления Печенгской структуры. Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима (Кольский п-ов). *Апатиты, КНЦ РАН*, с.53-66, 1989.
- Плюснина Л.П.** Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. *М.-Л., Наука*, 158 с., 1983.
- Сейсмогеологическая модель литосферы северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Под ред. Н.В. Шарова. *Апатиты, КНЦ РАН*, 226 с., 1997.
- Фонарев В.И., Графчиков А.А., Беляев О.А., Кортикова Л.П., Конилов А.Н.** Условия метаморфизма железистых кварцитов Центрально-Кольского блока. *Геол. Рудн. Мест.*, № 6, с.74-88, 1991.